

THESIS / THÈSE

MASTER EN GÉOLOGIE

Etude sédimentologique de la transition Eifélien-Givétien à Olloy-sur-Viroin (bord sud du Synclinorium de Dinant, Belgique)

Capette, Ludovic

Award date:
2006

Awarding institution:
Université Libre de Bruxelles

[Link to publication](#)

General rights

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal ?

Take down policy

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

MASTER EN GÉOLOGIE

Etude sédimentologique de la transition
Eifélien-Givétien à Olloy-sur-Viroin (bord
sud du Synclinorium de Dinant, Belgique)

Ludovic Capette

2006

Université Libre de Bruxelles

Université Libre de Bruxelles
Faculté des Sciences
Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement

**Etude sédimentologique de la transition Eifélien – Givétien à
Olloy-sur-Viroin (bord sud du synclinorium de Dinant, Belgique)**

Ludovic Capette

Mémoire présenté en vue de l'obtention du grade de Licencié
en Sciences Géologiques

Directeur : Prof. Alain Prétat

Année académique 2005-2006

REMERCIEMENTS

En préambule à ce mémoire, je souhaite adresser ici tous mes remerciements aux personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont ainsi contribué à l'élaboration de ce travail.

Je tiens avant tout à remercier respectueusement le Professeur Alain Prétat pour son suivi, sa disponibilité, son professionnalisme, son aide, ses judicieux conseils et ses encouragements à l'égard de ce mémoire et sans qui celui-ci n'aurait jamais vu le jour.

Mes prochains remerciements vont à Sabine Blockmans et Virginie Dumoulin de l'équipe de cartographie pour avoir localisé et m'avoir indiqué l'affleurement étudié dans ce travail, et sans quoi celui-ci n'aurait jamais pu être réalisé.

Mes remerciements vont également au Professeur Bernard Mamet pour sa collaboration à l'identification des Algues et pour son aide incontestable dans l'élaboration de ce mémoire.

Je remercie l'équipe de la Katholiek Universiteit Leuven et particulièrement Mademoiselle Nadège Vilasi pour m'avoir permis les analyses en cathodoluminescence et expliqué le fonctionnement de l'appareillage.

Merci à Georges Zaboukis pour avoir confectionné avec le plus grand soin toutes les lames minces des coupes étudiées dans ce travail.

Je tiens bien évidemment à remercier l'ensemble du corps professoral du Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement de l'Université Libre de Bruxelles ainsi que l'ensemble des assistants pour le savoir qu'ils m'ont communiqué durant toutes mes années d'études.

Je ne peux oublier de remercier l'ensemble de mes collègues étudiants en géologie pour leur soutien et leur complicité.

Enfin je remercie particulièrement mes parents pour m'avoir supporté durant l'entièreté de mes études. Merci aussi à Audrey, Mélanie, Marie, Haziz, Thomas, Bruno et Dominique pour leur soutien et leur amitié.

RESUME

La coupe d'Olloy-sur-Viroin, épaisse d'une trentaine de mètres et située au bord sud du Synclinorium de Dinant, expose les couches de passage Eifélien-Givétien (E-G) à travers la succession des formations d'Hanonet et de Trois Fontaines. Par le biais de plusieurs méthodes complémentaires (sédimentologie, biostratigraphie, paléoécologie, cathodoluminescence, analyse séquentielle), une étude visant à déterminer les événements géologiques associés à cette limite E-G a été entreprise, et ce afin de comparer ce nouvel affleurement d'Olloy-sur-Viroin à deux autres séries de même âge récemment étudiées à Wellin (Mamet & Préat, 2005) et au 'Fondry des Chiens' à Nismes (Préat et al., 2006).

L'analyse pétrographique (sédimentologie) ainsi que l'examen en cathodoluminescence (diagenèse) met en évidence le passage d'une rampe mixte silico-carbonatée à une plateforme carbonatée. Huit microfaciès (MF1 à 8) ont été identifiés, allant des domaines marins ouverts (MF1 à 3) situés dans la zone d'action des tempêtes, jusqu'aux milieux semi-restreints et restreints proches de l'émersion (MF5 à 8) en passant par des bioconstructions récifales (MF4) à Stromatopores et Coraux massifs. L'omniprésence des Algues et des Cyanobactéries indique que l'environnement était peu profond et toujours situé dans la zone euphotique. Cette séquence standard qui enregistre une évolution régressive de la sédimentation, est fortement conditionnée par les variations énergétiques comme le montre notamment la distribution des organismes. L'analyse en cathodoluminescence a montré que le remplissage de la porosité originelle s'est effectué précocement et généralement en milieu oxydant. Les données de terrain et de pétrographie ont permis de reconnaître la succession de 11 niveaux correspondant à la succession de paléoenvironnements s'inscrivant dans un modèle de deux types majeurs de lentilles biohermales ('space cluster' et 'open frame' sensu Riding, 2002). La série E-G enregistre les progradations de ces lentilles sur leurs flancs avec développement de faciès semi-restreints (à Calcisphères) qui domineront au Givétien Inférieur. Ces deux types de lentilles sont ici pour la première fois observées dans les couches E-G du bassin de Dinant. Elles correspondent à des variations latérales des grandes lentilles biohermales de Wellin et Nismes. L'analyse séquentielle n'a pas permis d'identifier des paraséquences (5^{ème} ordre) ou d'ensembles de paraséquences (4^{ème} ordre) *stricto sensu*. Par contre cinq phases régressives de type 'shallowing upward' ont pu être clairement identifiées à partir de la courbe lithologique. Du point de vue de la séquence du 3^{ème} ordre, la coupe d'Olloy-sur-Viroin s'inscrit dans une phase globalement régressive tout comme ses homologues E-G de Wellin et de Nismes, et la sédimentation correspond à l'installation d'un prisme de bas niveau marin. Le démantèlement de ces petites lentilles a lieu lors de cette évolution régressive et pourrait avoir alimenté le 'premier biostrome' qui affleure tout au long du bord sud du Synclinorium de Dinant.

L'ensemble de ces lentilles pourrait avoir progressivement constitué une barrière récifale lors de leur stabilisation et rendre compte de la sédimentation lagunaire du Givétien Inférieur. Cette stabilisation est surtout le fait d'encroûtements mutuels des organismes à Olloy-sur-Viroin et de la cimentation palissadique fibreuse à Wellin et Nismes. Les résultats de ces analyses ont également permis de déterminer le moteur de la sédimentation dans lequel le rôle de l'eustatisme est mineur par rapport à celui de la subsidence, cette dernière étant liée à des blocs 'tiltés'.

Août 2006

NB : les photos de la couverture représentent une cavité 'intramicritique' en lumière naturelle (en bas) et en cathodoluminescence (en haut), Ech. FC10.

Table des matières

<u>Chapitre 1 : Introduction</u>	1
1.1. Objectifs	1
1.2. Contexte géologique.....	2
 <u>Chapitre 2 : Méthodologie</u>	5
2.1. Levé de terrain et échantillonnage	5
2.2. Log détaillé	5
2.3. Microfaciès	6
2.4. Modèle sédimentaire	7
2.5. Cathodoluminescence	7
2.6. Stratigraphie séquentielle	9
 <u>Chapitre 3 : Description de la coupe</u>	10
3.1. Localisation	10
3.2. Description des formations	10
3.2.1. Formation d'Hanonet.....	10
3.2.2. Formation de Trois Fontaines	11
3.3. Comparaison avec les coupes de Wellin et de Nismes.....	12
 <u>Chapitre 4 : Microfaciès et modèle sédimentaire</u>	13
4.1. Description des microfaciès	13
Milieux marins francs à proximité ou dans la zone d'action des tempêtes (flanc récifal)....	13
Microfaciès 1 ou MF1	13
Microfaciès 2 ou MF2	14
Microfaciès 3 ou MF3	15
Milieux marins francs dans la zone d'action des vagues (lentilles récifales)	17
Microfaciès 4 ou MF4	17
Milieux semi-restreints et restreints (lagunaires)	19
Microfaciès 5 ou MF5	19
Microfaciès 6 ou MF6	20
Microfaciès 7 ou MF7	21
Microfaciès 8 ou MF8	22
Planche 1	27
Planche 2	29
Planche 3	31
Planche 4	33
4.2. Diagenèse oxydante et sulfato-réductrice	34
4.3. Paléoécologie	36
4.3.1. Assemblage de communautés dans les complexes récifaux.....	36
4.3.2. Moteur de la sédimentation	38
4.4. Log stratigraphique et découpage en niveaux	40
4.5. Modèle sédimentaire	45
 <u>Chapitre 5 : Analyse en cathodoluminescence</u>	49
5.1. Description	49
5.2. Interprétation	51
Planche 5	54
Planche 6	57

<u>Chapitre 6 : Analyse séquentielle</u>	58
6.1. Introduction.....	58
6.2. 'Cyclicité' (5 ^{ème} et 4 ^{ème} ordre).....	58
6.3. Cortèges sédimentaires (3 ^{ème} ordre).....	61
 <u>Chapitre 7 : Discussion et conclusion</u>	63
7.1. Comparaison avec les coupes de Wellin et Nismes.....	63
7.2. Conclusion.....	67
 <u>Bibliographie</u>	69

NB : Abréviations : ZAT = zone d'action des tempêtes, ZAV = zone d'action des vagues de beau temps, MF = microfaciès

1.1. Objectifs

Le présent mémoire consiste en une étude sédimentologique, micropaléontologique et paléoenvironnementale des couches de transition de la limite Eifélien – Givétien, au bord sud du Bassin de Dinant.

Cette limite permet de suivre à l'échelle du bassin l'évolution d'un système de rampe mixte silico-carbonatée à celui d'une plate-forme carbonatée (Préat & Kasimi, 1995). Plus précisément, le but de ce travail va être, à travers l'étude détaillée d'une nouvelle coupe affleurant à Olloy-sur-Viroin, de discuter de l'existence d'une éventuelle barrière récifale qui serait à l'origine des calcaires lagunaires observés dans la Formation de Trois-Fontaines, au Givétien Inférieur. Cette coupe, située latéralement à celles de Wellin et de Nismes (Mamet et Préat, 2005) renferme également des niveaux bioconstruits, mais dans ce cas-ci de faible épaisseur, c'est-à-dire plurimétrique et non plus pluridécamétrique. De tels niveaux, de même que ceux de Wellin et Nismes peuvent-ils préfigurer la future barrière ?

Cette barrière hypothétique n'affleure en effet pas, elle s'étendrait de l'Angleterre à l'Ouest, jusqu'en Allemagne à l'Est (Garland, 1997). Sur le terrain, ce seraient les produits de démantèlement de la barrière qui constituent le 'premier biostrome' de la Formation de Trois Fontaines (Tsien, 1971 ; Pel, 1973 ; Préat et al., 1984 ; Préat, 2006). Ce biostrome est constitué de Stromatopores massifs, de Coraux (Rugueux et Tabulés) et d'algues principalement. L'hypothèse d'une barrière récifale a récemment été proposée lors de l'étude de deux lentilles biohermales contenant les mêmes organismes que ceux du premier biostrome. Ces deux lentilles qui s'observent également dans le même intervalle stratigraphique que le 'premier biostrome' sont celles de Wellin et de Nismes et ont récemment fait l'objet de publications (Mamet & Préat, 2005 ; Préat et al., 2006 ; Mamet & Préat, soumis). Depuis l'étude de ces lentilles, un nouvel affleurement de calcaires à petites bioconstructions a été mis en évidence le long de la N 99 par l'équipe de cartographie de

l'U.L.B. (S. Blockmans et V. Dumoulin) travaillant dans le cadre de la carte géologique de la Wallonie. Cet affleurement est également situé dans les couches de transition eiféliennes – givétiennes, son étude pétrographique permettra de le comparer avec les affleurements de Wellin et de Nismes. Des corrélations seront également tentées avec ces coupes et avec celle de Resteigne.

L'affleurement d'Olloy-sur-Viroin, situé le long d'un talus dégradé de la N 99, est de mauvaise qualité, mais a pu être échantillonné banc par banc sur une épaisseur d'environ 32 m jusqu'à l'apparition d'un faciès lagunaire bien marqué, annonçant la Formation de Trois Fontaines.

Le but de l'étude pétrographique est la définition des différents microfaciès en vue de caractériser les paléoenvironnements et d'établir un modèle sédimentaire intégrant les diverses bioconstructions. Le rôle joué par les algues ou par les ciments dans le maintien des structures sera discuté dans le cadre de l'éventuelle présence d'une barrière récifale.

1.2. Contexte géologique

La coupe décrite dans ce travail a récemment fait l'objet d'un levé géologique par S. Blockmans et V. Dumoulin et dans le cadre de la réalisation de la carte géologique Olloy-sur-Viroin – Treignes (carte n° 58/5-6). Aucun échantillonnage, ni étude pétrographique détaillée n'en a pu encore être faite.

Il est important de noter que les couches du passage Eifélien – Givétien (formations de Hanonet et de Trois-Fontaines) ont déjà été abondamment étudiées et décrites en différents endroits du Synclinorium de Dinant : Pel (1973) ; Prétat et al. (1987) ; Prétat (1989) ; Prétat & Mamet (1989) ; Prétat & Tourneur (1991) ; Kasimi (1993) ; Boulvain et al. (1994) ; Mamet & Prétat (2005).

La figure 1 représente la localisation géographique de la coupe étudiée dans son contexte géologique.

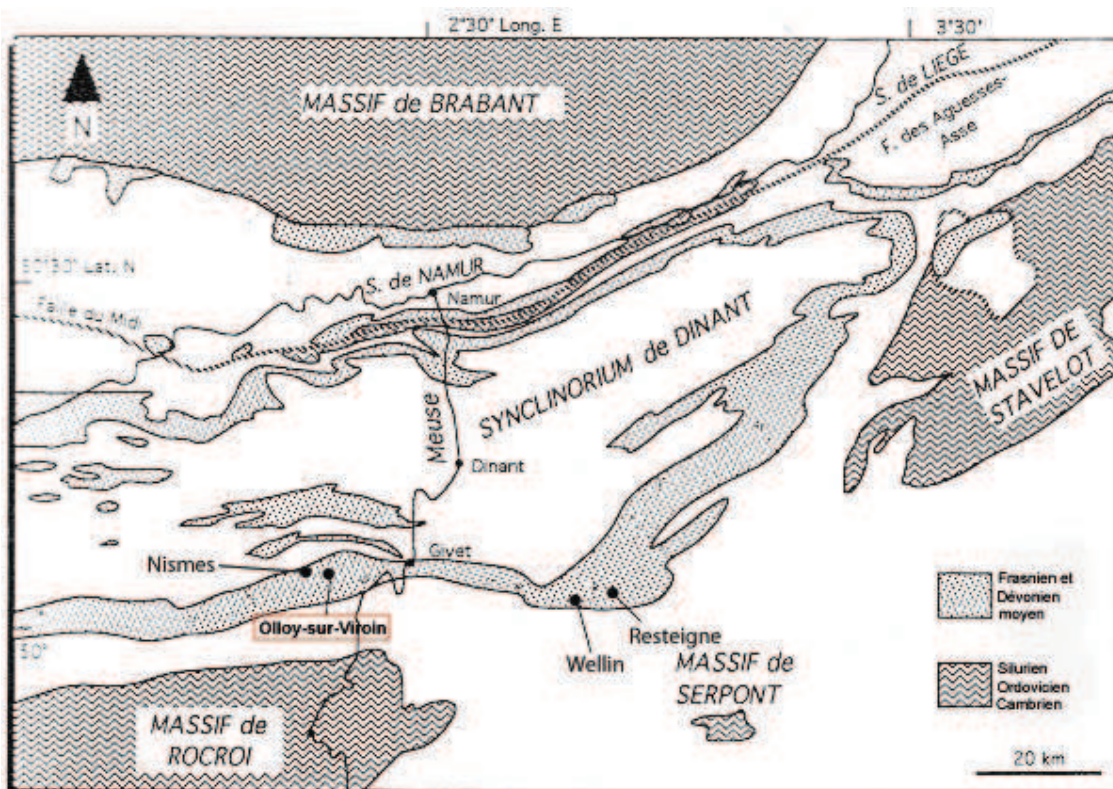


Figure 1. Carte géologique simplifiée de la région étudiée et localisation de la coupe d'Olloy-sur-Viroin, au bord sud du Synclinorium de Dinant.

Du point de vue chronostratigraphique, la limite Eifélien – Givétien a récemment été datée par la Commission Internationale de Stratigraphie à 391.8 ± 2.7 Ma (Gradstein et al., 2004). Comme rappelé plus haut, c'est au niveau de cette limite que s'effectue dans le Nord de la France et au Sud de la Belgique (Synclinorium de Dinant), le passage d'un système de rampe à un système de plate-forme. Ce passage n'est pas synchrone à l'échelle du bassin puisque le système de rampe se maintient jusque dans la partie supérieure de la Formation de Trois Fontaines (Givétien Inférieur) dans la région de Couvin (Préat, 1989 ; 2004 ; 2006) et durant tout le Givétien en Avesnois à Glageon dans le Nord de la France (Boulvain et al., 1994). Ces évolutions peuvent être expliquées par deux phénomènes : le premier pourrait être lié à la tectonique suivant un contrôle structural synsédimentaire (Kasimi et Préat, 1996) et le second pourrait être lié à une atténuation du rôle joué par la barrière récifale (Boulvain et al., 1994). Ces deux hypothèses ne sont pas contradictoires, l'édification récifale pouvant se superposer à un jeu de blocs 'tiltés' (Préat, 2006).

Des constructions prémonitoires affleurent dans diverses régions du bassin de Dinant notamment à Wellin où une nouvelle lentille est apparue en 2002 suite à l'avancement des fronts de la carrière du 'Fonds des Vaux' (Mamet & Préat, 2005) et à Nismes où une lentille semblable affleure depuis longtemps au 'Fondry des Chiens' dans un site karstique protégé. La lentille biohermale de Nismes vient d'être étudiée par Préat et al. (2006) en accord avec une autorisation de la Région wallonne, obtenue auprès de M. Ph. Blérot.

L'étude de ces deux lentilles a révélé pour la première fois dans le Dévonien Moyen franco-belge des ciments palissadiques fibreux, épais et précoces. La cimentation jouerait donc un rôle primordial dans le maintien de l'architecture récifale.

Quant à la coupe d'Olloy-sur-Viroin, l'analyse de terrain montre immédiatement que les lentilles (épaisses de quelques mètres seulement) sont nettement plus petites que celles de Wellin et de Nismes (épaisses de quelques dizaines de mètres) et que la sédimentation argileuse qui les encadre est plus importante. L'étude pétrographique devra donc tenter de montrer si des différences peuvent expliquer les variations dans la dimension et la géométrie des corps ou appareils récifaux.

Nous verrons en particulier le rôle des encroûtements mutuels de la macrofaune et l'importance des organismes lamellaires.

2.1. Levé de terrain et échantillonnage

La première étape a consisté en un échantillonnage systématique banc par banc de la coupe d'Olloy-sur-Viroin. Deux échantillons (au minimum) orientés stratigraphiquement (base et sommet) ont été récoltés dans chaque couche pour analyse pétrographique et, quand cela s'avérait nécessaire, des échantillons intermédiaires ont été prélevés dans les parties centrales, surtout dans le cas des bancs plus épais.

Au total 100 échantillons ont été prélevés pour une puissance stratigraphique de 32 m, ce qui représente en moyenne un échantillon tous les 32 cm.

L'échantillonnage s'est arrêté avec l'apparition des calcaires lagunaires de la Formation de Trois Fontaines, ceux-ci ne marquant que peu d'intérêt dans le cadre de l'objectif de ce travail.

En parallèle à l'échantillonnage, un log de terrain représentant la stratonomie des bancs, leurs caractéristiques principales et épaisseurs respectives, la position de chaque échantillon a été établi. Un log plus détaillé intégrant l'observation pétrographique a ensuite été réalisé et figure dans le travail.

De retour au laboratoire, une série de lames minces a été confectionnée à partir des échantillons récoltés.

2.2. Log détaillé

Dès les lames confectionnées, celles-ci ont été étudiées sous la loupe binoculaire et au microscope optique dans le cadre d'une observation pétrographique détaillée.

Pour chaque lame mince observée, la classification de Dunham (1962) complétée par celle d'Embry et Klovan (1971) a été établie et toutes les observations indexées et répertoriées. Ceci concerne les bioclastes, les éléments figurés non bioclastiques, la matrice et le ciment.

A partir de ces observations, un log détaillé a été établi en complétant les données pétrographiques à celles obtenues sur le terrain. Ce log comprend donc la succession des bancs, leur contenu lithologique, les principaux bioclastes et éléments figurés, les structures sédimentaires et les différents microfaciès reconnus lors de l'analyse pétrographique.

Une échelle assez détaillée de 0.8 cm par mètre (1 : 125) a été utilisée car elle fournit l'ensemble des informations sans trop surcharger le log.

2.3. Microfaciès

Les microfaciès ont été déterminés suite à l'étude pétrographique des lames minces. Huit familles majeures de microfaciès carbonatés (MF1 à MF8) ont été reconnues. Elles sont classées par ordre bathymétrique décroissant et leur ordre de succession (de 1 à 8) constitue la séquence standard de la série étudiée. L'analyse stratigraphique de la courbe lithologique des microfaciès permettra ensuite d'aborder l'évolution de la sédimentation au passage Eifélien – Givétien. Les microfaciès ont été décrits à partir des lames minces les plus représentatives (cf. chapitre 4.1.).

Cette séquence standard des 8 microfaciès montre le passage des milieux marins francs ouverts (MF1-2) situés à proximité de la zone d'action des tempêtes, aux milieux restreints lagunaires (MF6-8) en passant par une succession d'environnements récifaux (MF3-4). La transition 'récif – lagon' est marquée par le MF5.

Pour chaque microfaciès décrit l'équivalent, ou à défaut le faciès le plus proche de son homologue dans la série de microfaciès standard de Wilson (1975) est donné.

2.4. Modèle sédimentaire

Le modèle sédimentaire est une représentation simplifiée et idéalisée de phénomènes à l'origine de divers (paléo)environnements. Il rend compte au mieux des propriétés observées, et on espère qu'il soit aussi en accord avec ses propriétés encore inconnues.

L'établissement de modèles est une démarche incontournable en géologie sédimentaire, car elle permet de relier entre elles toutes les données récoltées et par là même d'envisager la nature des processus qui sont à leur origine.

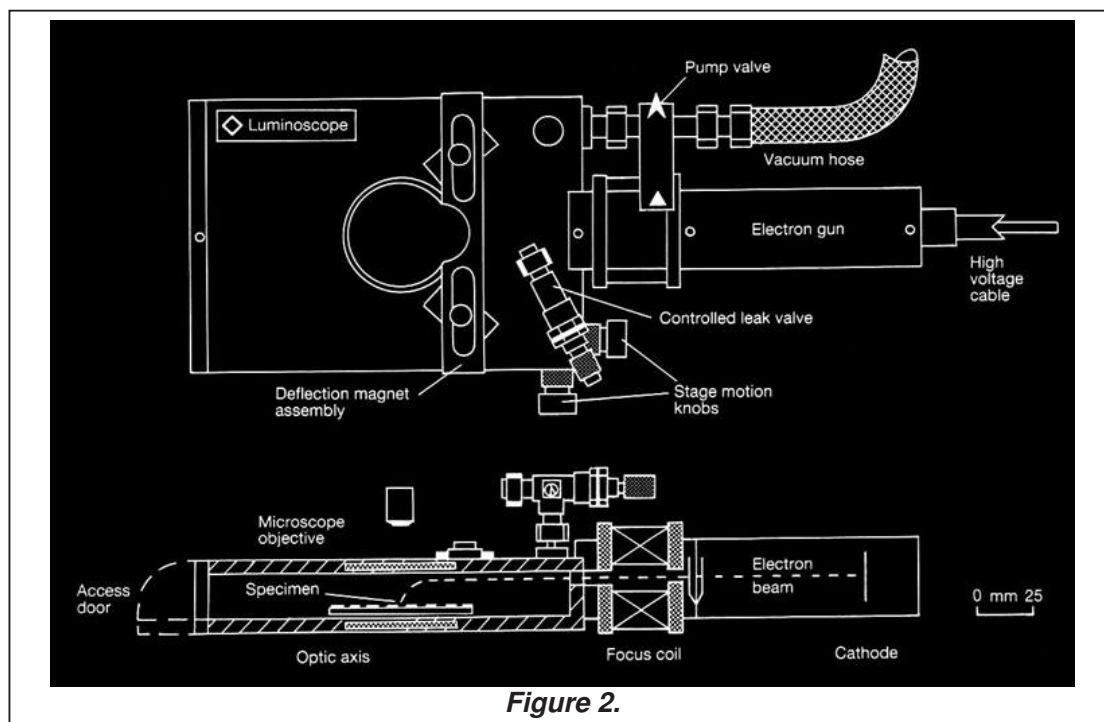
Ces modèles, en plus de constituer des hypothèses pour la suite du travail, représentent de manière visuelle et concrète l'étude sédimentologique et stratigraphique, et ce sur base de la distribution des différents microfaciès reconnus. Les études des environnements actuels ont permis d'affiner considérablement la compréhension ces modèles dans les séries géologiques et la bibliographie consacrée est infinie (Reading, 1986 ; Scholle et al., 1983 ; Flügel, 2004).

2.5. Cathodoluminescence

L'étude en cathodoluminescence a été effectuée à la Katholieke Universiteit Leuven sur un Technosyn modèle 8200 MkII, principalement sur les échantillons du 'Fondry des Chiens' (une vingtaine approximativement), les ciments étant particulièrement abondants dans cette coupe. Quelques échantillons d'Olloy-sur-Viroin et de Wellin pouvant s'avérer être intéressants ont complété cette étude.

Le phénomène de cathodoluminescence peut être défini comme l'émission de lumière visible (luminescence) par un minéral lorsque celui-ci est bombardé par un faisceau d'électrons dans une chambre sous vide (Sommer, 1972).

L'appareillage peut être schématisé simplement comme suit :



Un canon à électrons est raccordé à la chambre parallèlement à l'échantillon, ainsi qu'une pompe et une valve permettant d'obtenir un vide poussé. Deux molettes sont utilisées pour déplacer la lame mince au-dessus de l'objectif du microscope (figure 2).

La présence ou l'absence de luminescence dépend de la composition chimique du milieu et principalement du contenu en certains éléments en traces, qui se comportent soit comme activateurs, soit comme inhibiteurs de la luminescence (Medlin, 1959, 1961 ; Sommer, 1972).

Dans l'étude qui nous occupe, à savoir l'analyse de ciments calcitiques et dolomitiques, ce sont principalement le manganèse et le fer qui jouent un rôle primordial (Machel, 2000).

Le manganèse est le principal activateur de luminescence dans les cristaux de calcite et de dolomite alors que, pour ces mêmes minéraux, le fer en est l'inhibiteur majeur. Il faut noter que la teneur en manganèse nécessaire pour induire la luminescence n'a pas pu encore être déterminée précisément, de même que la teneur en fer nécessaire à inhiber la luminescence induite par le manganèse (Frank et al., 1982).

Activateurs	Inhibiteurs
Mn ²⁺	Fe ²⁺
Sm ³⁺	Fe ³⁺
Tb ³⁺	Ni ²⁺
Dy ³⁺	Co ²⁺
Eu ²⁺ , Eu ³⁺	

Tableau 1: activateurs et inhibiteurs majeurs dans les carbonates (d'après Machel, 2000).

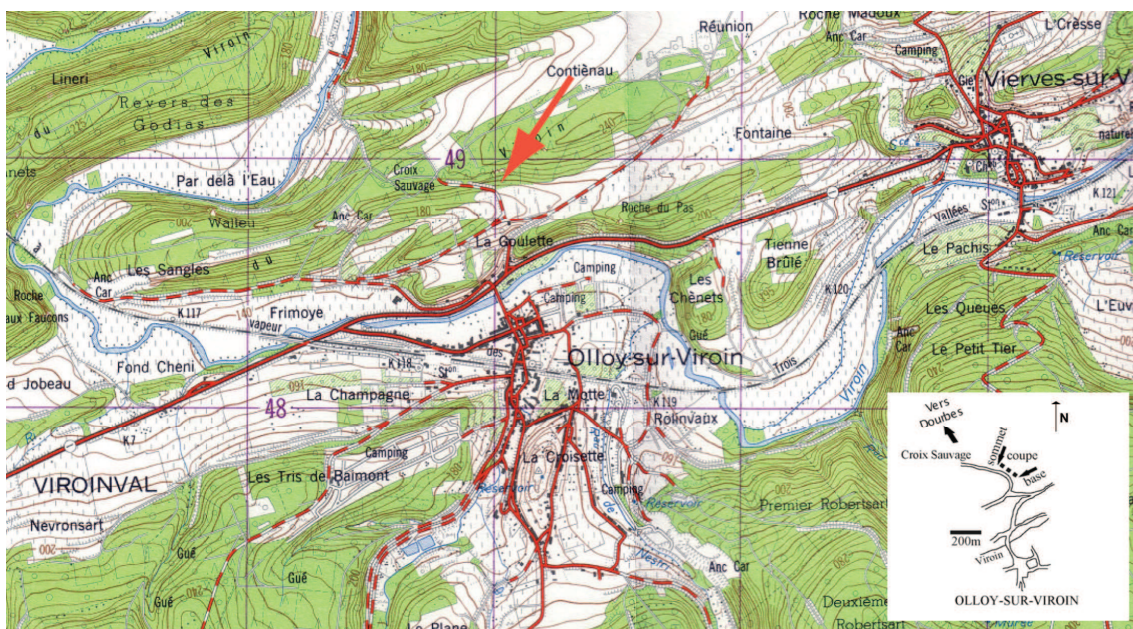
En pétrographie sédimentaire, le domaine d'application principal de la cathodoluminescence est la mise en évidence de zones de compositions distinctes, et ce, au sein d'un même cristal. Cette perspective a donné à la cathodoluminescence de nombreuses applications, notamment dans l'identification de composants marins (ciments inter- et intragranulaires, murailles des bioclastes,...) mais aussi, par exemple, pour déterminer l'évolution de la porosité dans les roches réservoirs d'hydrocarbures (Barker & Kopp, 1991). Nous avons analysé une trentaine de lames minces en cathodoluminescence en vue d'établir les modalités de remplissage de l'espace poreux.

2.6. Stratigraphie séquentielle

Après avoir reporté les microfaciès pour chaque échantillon sur l'ensemble de la coupe, il est possible d'en analyser l'évolution de la courbe lithologique.

La stratigraphie séquentielle a pour but principal la mise en évidence des variations relatives ou absolues du niveau marin (Van Wagoner et al., 1987 ; Vail et al., 1991), notamment à travers la reconnaissance des cortèges sédimentaires. Cette méthode permet aussi des corrélations stratigraphiques à différentes échelles. La stratigraphie séquentielle au sens strict du terme concerne le troisième ordre de la sédimentation (Van Wagoner et al., 1987 ; Vail et al., 1991), c'est à dire des intervalles de temps compris entre 0,5 et 3 Ma. Quant à la cyclostratigraphie, elle comprend les cycles d'ordre inférieur (4^{ème} et 5^{ème} ordres) avec des intervalles de temps compris entre 0,01 et 0,5 Ma, ceux-ci sont souvent liés aux fréquences de Milankovitch (House & Gale, 1995).

3.1. Localisation



Extrait de la carte topographique 58/5-6 : Olloy-sur-Viroin – Treignes et localisation de la coupe.

La coupe se situe non-loin de la Nationale 99 (N99) reliant Olloy-sur-Viroin à Nîmes (à l'ouest) et à Vierves-sur-Viroin (à l'est).

3.2. Description des formations

3.2.1. Formation d'Hanonet

L'origine du nom de cette formation correspond à la colline de Hanonet située à Couvin (Tsien, 1972 ; Bultynck et al., 1991). La Formation d'Hanonet est constituée de calcaires argileux de couleur foncée se présentant en bancs minces et irréguliers (pluricentimétriques à décimétriques), parfois légèrement schisteux. La puissance de la formation est inférieure à 20 m dans la coupe d'Olloy-sur-Viroin.

La base, non échantillonnée dans le cadre de ce travail, est caractérisée par la présence de quelques bancs décimétriques de grès fins interstratifiés dans les calcaires argileux, alors

que le sommet est constitué de calcaires massifs avec abondance de bioclastes (crinoïdes, rugueux solitaires et massifs, tabulés et stromatopores lamellaires). Les niveaux intermédiaires sont majoritairement calco-argileux avec une proportion de bioclastes nettement moindre (packstones).

Plus vers le sommet, la taille des grains augmente et la macrofaune devient importante. On observe, par endroits, des accumulations de rugueux solitaires donnant à la série une allure lenticulaire.

Du point de vue stratigraphique, cette formation correspond à la limite Eifélien – Givétien avec le tiers supérieur appartenant au Givétien (Préat & Bultynck, 2006).

Notons que la principale utilisation industrielle des roches de cette formation consiste en la fabrication de granulats pour remblais.

3.2.2. Formation de Trois Fontaines

Elle tient son nom de la carrière de Trois Fontaines, en bordure de Meuse, au sud-ouest de Givet (Gosselet, 1876 ; Bultynck et al., 1991). Elle s'individualise par sa dureté et sa couleur plus claire. La Formation de Trois Fontaines observée dans la coupe d'Olloy-sur-Viroin se distingue par l'absence de semelle crinoïdique à la base, celle-ci étant habituellement observée dans la plupart des affleurements représentatifs (Errera et al., 1972 ; Préat & Boulvain, 1982 ; Préat, 1984, 1989 ; Préat & Mamet, 1989 ; Bultynck et al., 1991), exception faite à Wellin où l'une des deux coupes étudiées par Préat & Mamet en 2005 (coupe N°2, située au niveau d'un flanc de la bioconstruction) se caractérise également par l'absence de la semelle crinoïdique.

En l'absence de fossiles caractéristiques, on attribue par convention la base de cette formation au premier biostrome, soit dans le cadre de cette étude au niveau de la lentille principale qui sera considérée comme l'équivalent de la base du premier biostrome sensu Préat et al. (1986).

Ce premier biostrome est surmonté d'une série bien régulière de calcaires de couleur plus foncée et de dureté moindre, avec rares crinoïdes, coraux et localement un niveau riche en

gastéropodes. Ce changement lithologique et faunique marque le passage au lagon de Trois Fontaines.

3.3. Comparaison avec les coupes de Wellin et de Nismes

Les deux coupes de Wellin et celle Nismes s'inscrivent dans la même succession d'environnements, comme le montre par exemple la succession d'Algues semblable dans les trois coupes (Mamet & Préat, 2005 ; Préat et al., 2006). Le modèle s'appliquant aux trois séries est ainsi le suivant : à la base, faciès marin ouvert relativement profond (à proximité de la base de la ZAT), et semelle crinoïdique (sauf pour l'une des coupes de Wellin) passant à des faciès bioconstruits à Stomatopores avec des flancs latéraux à Algues et Brachiopodes, au sommet faciès protégés lagunaires.

L'épaisseur des coupes de Wellin et Nismes est du même ordre de grandeur soit respectivement 70 et 145 m (Mamet & Préat, 2005 ; Préat et al., 2006).

La coupe d'Olloy-sur-Viroin montre quant à elle certaines différences remarquables. Tout d'abord, son épaisseur comprise entre les premiers niveaux bioconstruits et la sédimentation lagunaire ne dépasse guère une trentaine de mètres c'est-à-dire environ la moitié des épaisseurs équivalentes des coupes de Wellin et Nismes. Ensuite, l'observation de la coupe sur le terrain montre assez clairement une succession de quatre édifices bioconstruits séparés par des milieux ouverts et semi-restreints, cette observation a été détaillée par la suite lors de l'analyse pétrographique. Dans les coupes de Wellin et Nismes, les niveaux bioconstruits sont massifs et chaque fois d'un seul tenant. Enfin, aucune semelle crinoïdique n'a été observée à Olloy-sur-Viroin. La succession se présente donc comme suit : à la base, un faciès marin ouvert assez profond (dans la ZAT), suivi d'une série de quatre bioconstructions séparées par des faciès semi-restreints ou marins ouverts, et finalement, les faciès restreints lagunaires terminent la séquence.

4.1. Description des microfaciès

L'analyse pétrographique a mis en évidence huit familles majeures de microfaciès carbonatés. Ces familles ont été classées par ordre bathymétrique décroissant, la séquence standard est constituée par la succession des familles de microfaciès de 1 à 8 et montre le passage des milieux marins francs (MF1-3) aux milieux semi-restreints et restreints (MF5-8), en passant par des lentilles récifales (MF4).

Pour chacun des microfaciès une correspondance avec la série de microfaciès standards de Wilson (1975) est établie.

Milieux marins francs à proximité ou dans la zone d'action des tempêtes (flanc récifal)

Microfaciès 1 ou MF1

(Pl.1, Fig.1-2)

Description :

Wackestones et packstones à (micro)bioclastes d'Algues : Codiacées – Udotéacées (*Paralitanaia baileuxensis*, Mamet & Préat 1985 ; *Pseudopaleoporella lummatonensis*, Elliott 1961 ; *Sphaerocodium gotlandicum*, Rothpletz 1908), Cyanobactéries (*Girvanella problematica*, Nicholson & Etheridge 1878), Paléosiphonocladales (*Issinella devonica*, Reitlinger 1954 ; *Kamaena delicata*, Antropov 1967). Les Lamellibranches et les Gastéropodes relativement abondants sont associés à des Echinodermes (Crinoïdes et Oursins), Ostracodes, Calcisphères (Parathurammines) et *Bisphaera*, péloïdes et débris de Coraux. Des épines s'observent sur un grand nombre de Parathurammines.

Les Brachiopodes sont peu représentés ou souvent absents. La bioturbation est peu développée et a préservé des passées bioclastiques laminaires de faible épaisseur (< 2 mm). Les bioclastes sont souvent micritisés, et parfois granuloclassés. La matrice est micritique et légèrement argileuse.

L'équivalent de ce microfaciès dans la série de Wilson (1975) correspond au SMF-9 : « Bioclastic wackestone or bioclastic micrite. Bioclasts may be micritized ».

Interprétation :

Ce microfaciès représente le domaine marin le plus ouvert de la série : les bioclastes sont dominés par les Algues, les Lamellibranches et les Gastéropodes.

La microflore algale est bien représentée et très variée. La matrice micritique indique un milieu de dépôt relativement calme. Les bioclastes présentent des indices de transport tels que l'altération en piccotis et un granoclassement fréquent.

Les laminations relativement minces et les granoclassements parfois présents indiquent un environnement distal épisodiquement dans la zone d'action des tempêtes. Il s'agit de tempestites distales selon Aigner (1985). La conservation des épines de Calcisphères traduit un milieu généralement calme en dehors des épisodes de tempête. Les calcisphères sont probablement flottées et importées à partir de milieux lagunaires situés à proximité. Ces organismes sont en effet caractéristiques de milieux particulièrement fermés ou restreints (Flügel, 2004).

La microflore algale abondante et diversifiée est peu remaniée par rapport aux autres bioclastes, et indique la zone euphotique (Mamet, 1991).

Microfaciès 2 ou MF2

(Pl.1, Fig.3)

Description :

Packstones microbioclastiques et floatstones légèrement bioturbés. Des fragments de Stromatopores lamellaires dominent le contenu bioclastique, à ceux-ci viennent s'ajouter des Issinelles (*Issinella devonica*, Reitlinger 1954), des Calcisphères (Parathurammines), des Lamellibranches, Ostracodes, fragments de Coraux et Echinodermes (Crinoïdes et piquants d'Oursins). Les Brachiopodes apparaissent en quantité importante et des encroûtements cryptalgaires à *Sphaerocodium tortuosum* (Mamet, 1999) s'observent autour des fragments de Stromatopores. Les grains sont fortement micritisés et la pyrite s'observe sous forme de filaments probablement d'origine microbienne (Yanan et al., 2004 ; Mamet & Prétat, 2005).

Un granoclassement net est visible dans des laminations bioclastiques d'épaisseur plurimillimétriques.

L'équivalent de ce microfaciès dans la série de Wilson (1975) correspond au SMF-10 : « Coated and worn bioclasts in micrite ; packstone-wackestone ».

Interprétation :

Les laminations bioclastiques épaisses et granuloclassées s'apparentent aux tempestites intermédiaires ou proximales sensu Aigner (1985). De tels niveaux de tempestites sont communs dans les couches de transition Eifélien-Givétien du bassin de Dinant (Préat & Kasimi, 1995). La prépondérance des Stromatopores lamellaires, souvent bien conservés et peu remaniés indique un faciès remanié de type coverstone, caractéristique des flancs récifaux (milieu d'avant récif) *sensu* Fagerstrom, 1987. Les bioclastes et microbioclastes sont importés dans la micrite lors des tempêtes. Ces dernières démantèlent également les assemblages de Stromatopores lamellaires, que l'on observe alors un peu plus irréguliers, et qui devaient se situer à proximité.

Microfaciès 3 ou MF3

MF3a :

(Pl.1, Fig.4)

Description :

Wackestones et packstones microbioclastiques fortement bioturbés. Le contenu bioclastique est abondant et varié : Crinoïdes, Lamellibranches, Gastéropodes, Coraux (Tabulés), spicules d'Eponges, Issinelles (*Issinella devonica*, Reitlinger 1954) et Ostracodes.

Les Calcisphères sont plus abondantes que dans les microfaciès précédents. Les péloïdes et grains micritisés ('mud coated grains') sont bien représentés, un silt quartzueux est présent par endroits dans la matrice micritique.

Une pyrite, framboïdale et filamenteuse, est toujours présente, elle est de même type que celle des faciès précédents.

Des cavités de type fenestrae laminoïdes ('loférites') (Fischer, 1964) partiellement cimentées s'observent régulièrement.

Ce microfaciès, qui n'a pas d'équivalent bien marqué dans la série de Wilson (1975), peut se rapprocher du SMF4 : « Microbreccia or bioclastic-lithoclastic packstone ».

Interprétation :

Les fragments de Coraux indiquent un milieu lié à une bioconstruction. L'abondance de (micro)bioclastes de milieu ouvert (Crinoïdes) indique un environnement ouvert, situé en avant de la bioconstruction. Les Calcisphères montrent que cet avant-récif n'est pas fort éloigné d'un domaine semi-restreint ou lagunaire.

Les bioturbations traduisent un milieu relativement calme avec de faibles apports sédimentaires.

MF3b :

(Pl.1, Fig.5)

Description :

Packstones péloïdiques légèrement bioturbés et microsparitisés. Des fragments de Coraux, parfois encroûtés de Stromatopores lamellaires, dominent le contenu bioclastique. Des Crinoïdes, Brachiopodes, Mollusques et Ostracodes s'observent en minces niveaux lenticulaires granuloclassés et sont fortement micritisés. Les péloïdes sont abondants et la micritisation bien développée autour des bioclastes qui se présentent alors comme des grains micritisés. La bioturbation a préservé quelques minces stratifications obliques.

Des encroûtements cryptalgaires (*Sphaerocodium tortuosum*, Nicholson & Etheridge 1878 ; *Girvanella problematica*, Mamet 1999) s'observent autour des bioclastes et principalement autour des coquilles de Brachiopodes. Ils renferment de la pyrite et des quartz bipyramidés.

Des *Bisphaera* s'observent sporadiquement.

Dans la série idéalisée de microfaciès standard de Wilson (1975), ce microfaciès est proche du SMF5 : « grainstones / packstones or floatstones reef flank facies composed mainly of organic debris from organisms inhabiting reef top or flank ».

Interprétation :

Ce microfaciès se distingue du MF3a par le fait qu'il semble plus proche d'une bioconstruction et des faciès semi-restreints probablement associés. Il en résulte de nombreux péloïdes et grains encroûtés formés en arrière de la bioconstruction (Tsien, 1980). Les minces stratifications obliques ainsi que le granoclasement indiquent des tempestites proximales. Ces niveaux sont ensuite détruits en tout ou en partie par la bioturbation lors des périodes d'accalmie.

L'état altéré et micritisé des bioclastes laisse supposer un transport depuis une bioconstruction relativement proche, les apports sédimentaires provenant du MF4b dont il sera question plus loin. Ce faciès peut donc correspondre à un produit de démantèlement d'un faciès semi-restreint ou péri-récifal tout proche.

Milieux marins francs dans la zone d'action des vagues (lentilles récifales)

Microfaciès 4 ou MF4

MF4a :

(Pl.1, Fig.6-8 ; Pl.2, Fig.1-2)

Description :

Floatstones, rudstones et framestones à Stromatopores lamellaires et Coraux (Tabulés et Rugueux) dominants. Le reste du contenu bioclastique est varié : Crinoïdes, Bryozoaires, Brachiopodes, Lamellibranches, Girvanelles, Issinelles et Codiacées - Udotéacées. Les Calcisphères sont peu abondantes ou absentes.

Les Stromatopores lamellaires se présentent sous forme d'encroûtements bien développés autour des Coraux et confèrent à l'ensemble une charpente de type framestone en place.

En plus de ces encroûtements épais, apparaissent les premiers ciments fibreux palissadiques intergranulaires. Ces ciments sont isopaques et sont moins développés que ceux observés à Wellin et Nismes (Mamet et Préat, 2005 ; Préat et al., 2006).

Des cavités de dissolution intragranulaires s'observent également et sont parfois remplies de cristaux de dolomite associés à de la pyrite en forme losangique. Cette dernière est associée

à de minces filaments, parfois dichotomiques, formant des buissons. De tels filaments ont déjà été décrits par Mamet et Préat (2005) dans des niveaux équivalents de Wellin.

L'équivalent de ce microfaciès dans la série de Wilson (1975) correspond au SMF7 : « massive upright and robust forms constitute framestone ».

Interprétation :

Ce microfaciès représente l'édification d'une charpente à Stromatopores et Coraux souvent jointifs et en place. Vu la faible contribution de la cimentation fibreuse, le maintien de la lentille est globalement assuré par les encroûtements et les empilements de Stromatopores et de Coraux. Il s'agit ici d'une différence essentielle avec les affleurements de Wellin et du Fondry des Chiens où les biohermes sont maintenus en place par une cimentation fibreuse marine isopaque fort développée, les encroûtements y sont également plus réduits. L'association de dolomite et de pyrite dans les cavités de dissolution suggère une diagenèse sulfato – réductrice de même type que celle observée au Fondry des Chiens,    Nismes. Ce point sera discuté plus lors de la diagenèse (Chap. 4.2.).

MF4b :

(Pl.2, Fig. 3-4)

Description :

Floatstones, rudstones et framestones    Stromatopores et Coraux (*Favosites*, *Tamnopora*), Lamellibranches, Gastéropodes, spicules d'Eponges, Girvanelles (*Girvanella problematica*, Nicholson & Etheridge 1878) et rares Crino  ides, Brachiopodes, Pal  oporelles, Litanai  es et *Bevocastria*. Les bioclastes finement cassés ou 'hachés', mal classés constituent une matrice de packstone entre les fragments de constructeurs.

Les grains micritisés, p  lo  ides et onco  ides    Cyanophycées sont également observés.

La majeure partie des fragments de Stromatopores et Coraux sont perforés par les Eponges. Ces perforations sont remplies de sédiments internes et témoignent d'une 'diagenèse biologique' (Havard & Oldershaw, 1976). De telles perforations sont bien connues aujourd'hui et également dans le Givétien franco-belge (Tourneur, 1985).

Des cavités de dissolution plurimillimétriques s'observent régulièrement et sont comblées soit par des cristaux drusiques de calcite, soit par des cristaux de dolomite (1 à 2% du total) associés à de la pyrite framboïdale ou filamenteuse, de même type que celle du MF4a.

Ce microfaciès se rapproche le plus du SMF6 de Wilson (1975) : « reef rudstone, coarse gravel of biogenic pieces derived from top reef or reef flank organisms ».

Interprétation :

Ce microfaciès correspond au remaniement sur place du MF4a dont les produits de démantèlement ont également constitué les apports bioclastiques du MF3b, comme en témoignent les similitudes fauniques et le granoclassement du MF3b.

La fragmentation des bioclastes tout comme leur mauvais classement indiquent un environnement agité, dans la zone d'action des vagues (ZAV). La fragmentation mécanique est d'autant plus efficace que les organismes ont été affaiblis par les agents de la bioérosion, comme cela s'observe aujourd'hui dans de nombreux récifs (Pari et al., 2002 ; Spencer & Viles, 2002).

La présence de la dolomite associée à la pyrite filamenteuse dans les cavités de dissolution suggère le même type de diagenèse sulfato – réductrice que pour le MF4a.

Milieux semi-restreints et restreints (lagunaires)

Microfaciès 5 ou MF5

(Pl.2, Fig.5-6)

Description :

Packstones et bafflestones microbioclastiques laminaires à peloïdes et Issinelles sous forme de prairies, la bioturbation est faible ou absente. Des Calcisphères refont leur apparition en quantité importante à côté des Coraux, Lamellibranches, Gastéropodes, Crinoïdes, Algues (Codiacees – Udotéacées, Issinelles, Girvanelles) et Brachiopodes. Des oncoïdes de Cyanophycées se développent principalement autour des Mollusques. Les grains micritisés deviennent abondants. Des pseudomorphes de sulfates sont parfois reconnaissables.

Les lamines d'épaisseur millimétrique présentent une stratification oblique ou entrecroisée mal définie.

Ce microfaciès n'a pas d'équivalent précis dans la série de Wilson (1975) mais peut se rapprocher du SMF-13 : « oncoid biosparite grainstone. Algally coated particles formed in a moderately high energy ».

Interprétation :

La stratification oblique ou entrecroisée traduit un milieu de dépôt occasionnellement agité, tandis que l'état de préservation des Lamellibranches et des Gastéropodes, tout comme les différents états de préservation de la microflore correspond à un milieu plutôt calme.

La proportion parfois importante de grains micritisés et la présence d'oncoïdes de Cyanophycées marquent l'existence de micromilieus protégés où la précipitation de sulfates a pu se faire lors de courtes phases d'évaporation. De ce fait, ce microfaciès marque bien le passage du milieu récifal au milieu semi-restreint d'arrière récif ou lagunaire.

Microfaciès 6 ou MF6

(Pl.2, Fig.7-8)

Description :

Packstones et grainstones laminaires à péloïdes, lumps et fenestrae laminoïdes ('loférites').

Les bioclastes de Mollusques (Gastéropodes et Lamellibranches), Brachiopodes et Ostracodes sont présents, de même que les Algues (*Issinella* et rares Codiacées-Udotécées). Les Issinelles sont fortement recristallisées. Les Calcisphères et *Bisphaera* sont de plus en plus abondants et la bioturbation est plus importante que précédemment.

Les quelques laminations présentent une stratification oblique ou entrecroisée.

Les cavités de type 'lofélite' montrent un remplissage par un ciment de calcite fibreuse suivi de calcite granulaire blanche.

Ce microfaciès correspond au SMF16 de la série de Wilson (1975) : « peloïdal grainstone.

This consists of what are probably hardened faecal pellets, in places admixed with concentrated ostracod tests or foraminifera ».

Interprétation :

Ce microfaciès est caractérisé par la disparition progressive des macrofaunes marines qui ne s'observent plus qu'exceptionnellement dans de minces niveaux lors des périodes de plus forte énergie (marées ou houles exceptionnelles).

Ces mêmes épisodes de haute énergie, aussi indiqués par la présence de lumps, peuvent être à l'origine du remaniement des bafflestones à Issinelles du MF5, ce qui explique l'abondance d'Issinelles. Le milieu est généralement calme et proche de l'émersion comme en témoignent notamment les fenestrae à l'origine d'une structure loféritique (Fischer, 1964).

Microfaciès 7 ou MF7

(Pl.3, Fig.1-2)

Description

Wackestones bioturbés à Calcisphères et péloïdes, Gastéropodes, Ostracodes (*Leperditia* et *Cryptophyllus*) et quelques Lamellibranches. Les Gastéropodes peuvent être épisodiquement abondants et former des lumachelles. La microflore est bien représentée par des Issinelles, Kamaénidés, Labyrinthoconidés et Umbelles. Les cavités de dissolution sont abondantes ('loférite') irrégulières et parfois dolomitisées. Elles contiennent parfois de la pyrite filamenteuse, qui se substitue à la dolomite. La matrice essentiellement péloïdique, contient également des lumps.

Les Calcisphères montrent parfois un remplissage géopète à petite échelle.

Ce microfaciès est proche du SMF19 de la série de Wilson (1975) (bien que le MF8 s'en rapproche encore plus) : « Laminated to bioturbated pelleted lime mudstone-wackestone grading occasionally into pelsparite with fenestral fabric, loferite ».

Interprétation :

Il s'agit d'un milieu lagunaire calme comme le suggère l'abondance des Mollusques, des péloïdes et des Calcisphères qui constituent des faunes et/ou microflore endémiques. Cependant, les lumps indiquent des courtes périodes d'agitation du fond marin suivies de périodes plus calmes à faible taux de sédimentation, ces périodes d'agitation pouvant être liées à des vagues de tempêtes.

La présence sporadique d'organismes du milieu marin franc confirme également l'influence des tempêtes dans le milieu suivant des mécanismes de débordements littoraux (« washover »).

Microfaciès 8 ou MF8

(Pl.3, Fig.3-6)

Description :

Wackestones bioturbés à Calcisphères (*Calcisphaera* et *Parathurammina*) extrêmement abondantes. Les Calcisphères présentent parfois un remplissage géopète ce qui est assez rarement rapporté dans la littérature. La microfaune est représentée par des Lamellibranches, Gastéropodes et Ostracodes (*Leperditia* et *Cryptophyllus*). Des fenestrae laminoïdes de taille plurimillimétrique sont remplies par de la calcite granulaire, certaines sont dolomitisées et toujours associées à de la pyrite framboïdale ou filamenteuse. Les Algues sont moins bien représentées que dans le microfaciès précédent, seules quelques Iassinelles sont présentes. La matrice est micritique, recristallisée en microspar, et contient de nombreux terriers souvent verticaux.

Ce microfaciès est le plus proche du SMF19 de la série de Wilson (1975) : « Laminated to bioturbated pelleted lime mudstone-wackestone grading occasionally into pelsparite with fenestral fabric, loferite ».

Interprétation :

Ce microfaciès est caractéristique des mares et lagons à circulation restreinte.

La très faible diversité de la faune et de la microflore ainsi que le réseau de fenestrae indiquent des environnements lagunaires protégés subtidaux à intertidaux de faible énergie. Cet environnement lagunaire en milieu très protégé est semblable à ceux des « tidal flats ponds » actuels (Hardie, 1977). Les conditions réductrices prévalent à l'interface eau-sédiment et la matière organique peut être à l'origine de la recristallisation de la matrice micritique en microspar (Boyer, 1972).

Les terriers, pour la plupart subverticaux et ouverts, pouvaient abriter des organismes suspentivores (Legall & Larsonneur, 1972 ; Rhoads, 1975), suggérant un taux de sédimentation plus faible et un milieu extrême (Furisch, 1978) où seuls des faunes et microflores endémiques peuvent se développer.

Légende



Ostracodes



Brachiopodes



Gastéropodes



Crinoïdes



Stromatopores massifs



Stromatopores lamellaires



Tabulés



Rugueux



Péloïdes



Codiacées-Udotéacées



Paléosiphonocladales



Cyanophycées



Calcisphères



Grains micritisés



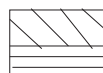
Cavités de dissolution



Loférites



Stratifications planes parallèles



Stratifications entrecroisées



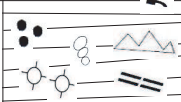
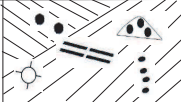

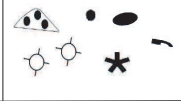
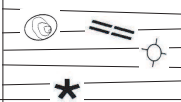

Microfaciès		Description	Interprétation		
8		wackestone bioturbé Calcisphères, Gastéropodes, Ostacodes (<i>Cryptophyllus</i>)	S U B - S U P	Z A V	LAGON RESTREINT
7		wackestone bioturbé péloïdes, Gastéropodes, Ostracodes, Calcisphères			
6		packstone laminaire péloïdes, Ostacodes, Algues, Mollusques			LAGON SEMI-RESTREINT
5		packstone-bafflestone péloïdes, Issinelles, Coraux, Calcisphères, Udotéacées	I N T E R	Z A V	ARRIERE RECIF
4		floatstone-rudstone Stromatopores, Coraux, Codiaccées-Udotéacées			RECIF
3		wackestone-packstone Coraux, Crinoïdes, Ostacodes, Calcisphères, péloïdes			
2		packstone laminaire Stromatopores (fragments), Issinelles, Calcisphères	S U B T I D A L	Z A T	MER OUVERTE ET FLANCS
1		wackestone-packstone Algues, Mollusques, Echinodermes			

Figure 4. Séquence standard des microfaciès de la coupe d'Olloy-sur-Viroin.
 Abréviations : ZAT = zone d'action des tempêtes, ZAV = zone d'action des vagues,
 SUB = subtidal, INTER = intertidal, SUP = supratidal.

Planche 1

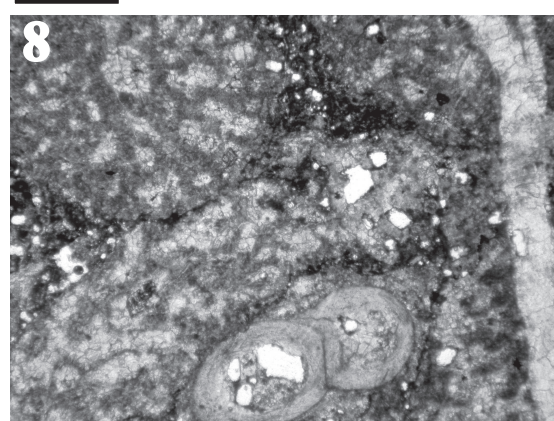
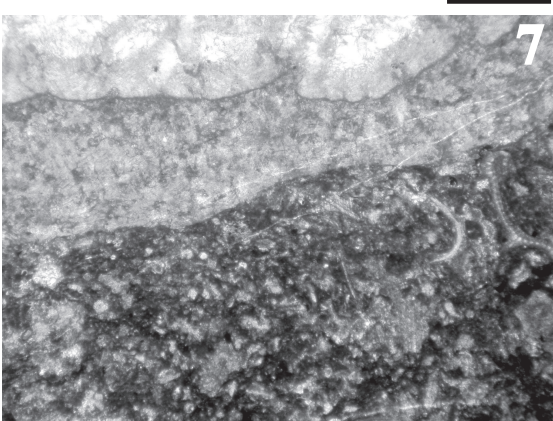
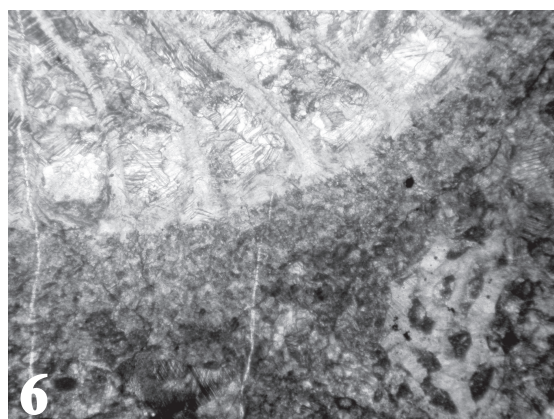
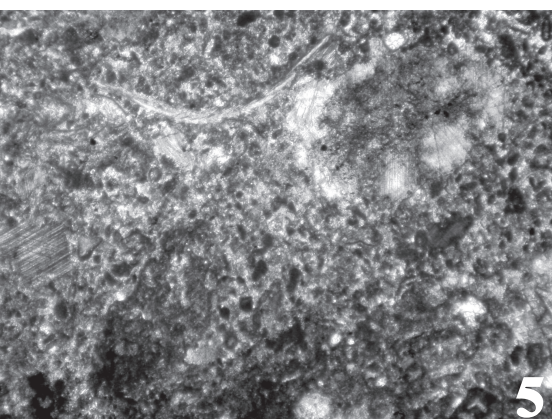
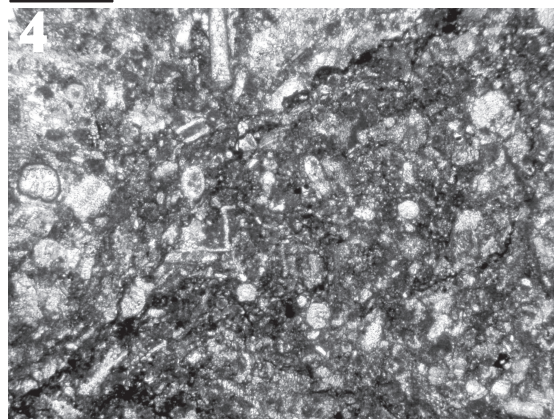
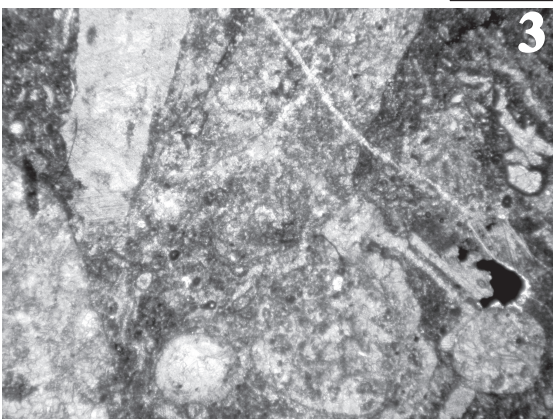
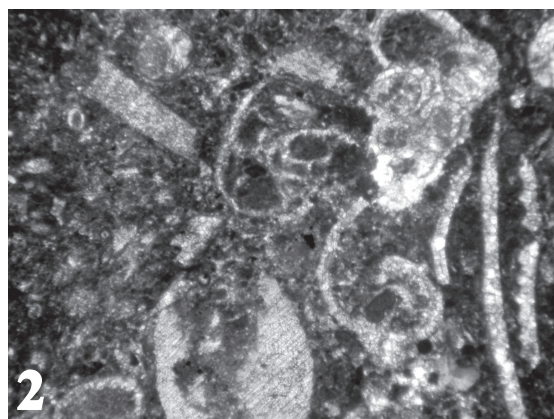
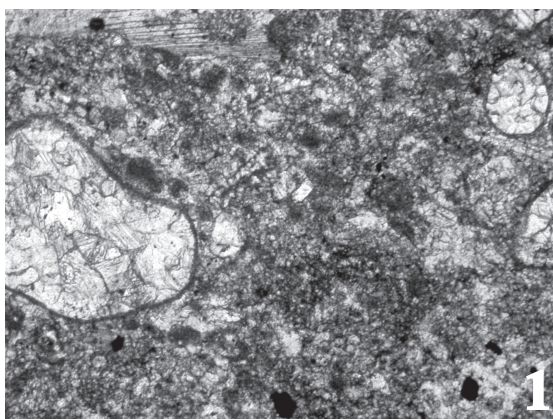


Planche 1

Figure 1 – Packstone laminaire microbioclastique, légèrement bioturbé ; avec *Bisphaera*, fragments de crinoïdes et pyrite sous forme de cristaux cubiques. OLL9, ULB sedim. n°9847, microfaciès 1, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figure 2 – Packstone laminaire, granuloclassé et légèrement bioturbé, avec coquilles de Lamellibranches, Gastéropodes et des fragments de Crinoïdes. OLL10', ULB sedim. n°9849, microfaciès 1, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm. La base stratigraphique est située à gauche.

Figure 3 – Packstone stratifié, granuloclassé, avec Calcisphères, Ostracodes, Issinelles, fragments de Stromatopores et Coraux. OLL14, ULB sedim. n°9854, microfaciès 2, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 4 – Packstone bioturbé avec Calcisphères, Lamellibranches, Ostracodes, piquants d'Oursins et Issinelles. Pyrite filamenteuse au niveau des figures de pression-dissolution. Ce microjoint stylolitique sépare une zone fortement bioturbée (à droite) d'une zone riche en bioclastes (à gauche). OLL23, ULB sedim. n°9855, microfaciès 3a, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figure 5 – Packstone légèrement bioturbé à péloïdes, avec Crinoïdes, Brachiopodes, Ostracodes, *Bisphaera* et grains micritisés. OLL60, ULB sedim. n°9888, microfaciès 3b, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 6 – Rudstone avec ciment intergranulaire palissadique autour d'un Corail, fragments de Stromatopores et Crinoïdes très altérés. OLL29, ULB sedim. n°9857, microfaciès 4a, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 7 – Floatstone à matrice wackestone bioturbée avec Stromatopore lamellaire entouré d'un ciment fibreux, Algues (Girvanelles et Issinelles) et Calcisphères. OLL32, ULB sedim. n°9861, microfaciès 4a, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 8 – Rudstone à Tabulés et Stromatopores lamellaires. Présence d'une fissure cimentée et péloïdes abondants. OLL39, ULB sedim. n°9865, microfaciès 4a, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Planche 2

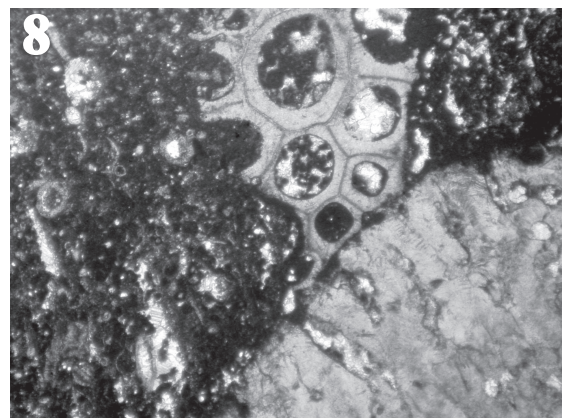
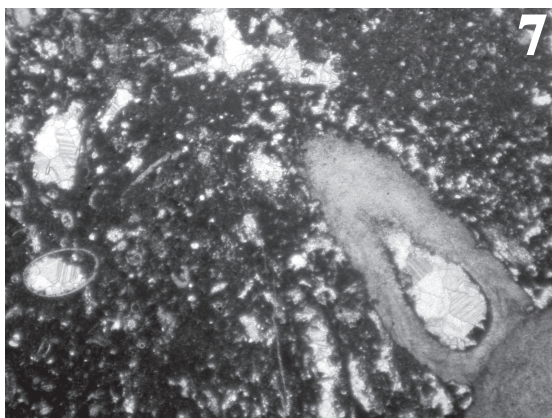
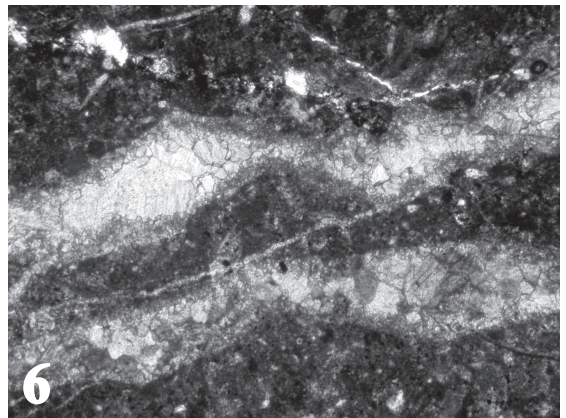
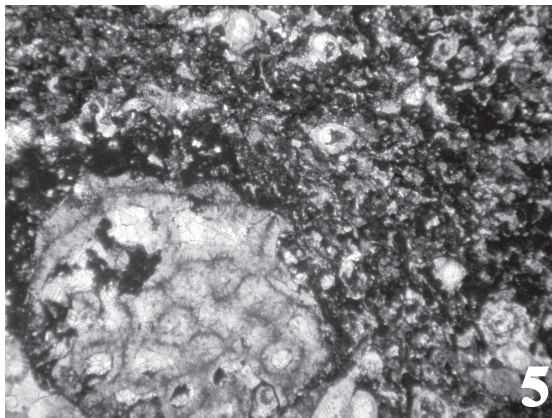
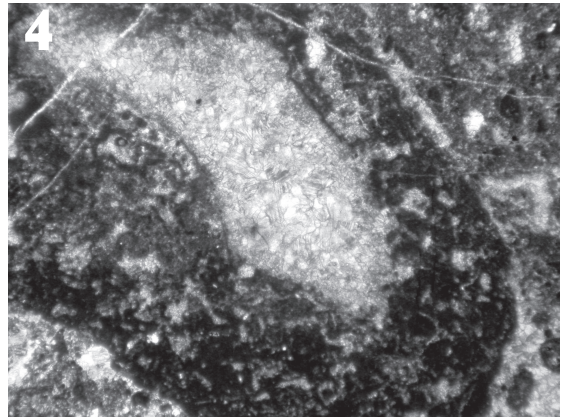
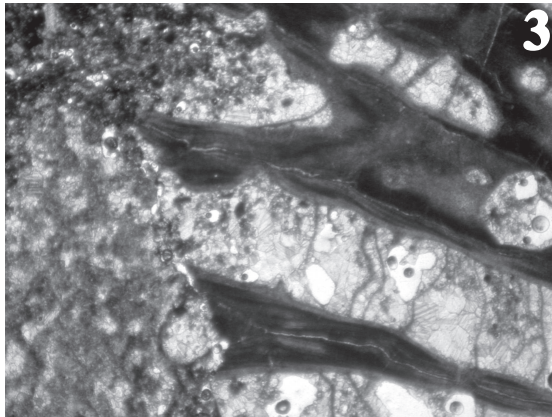
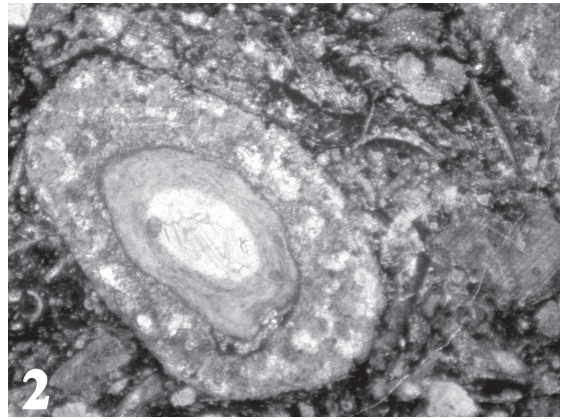
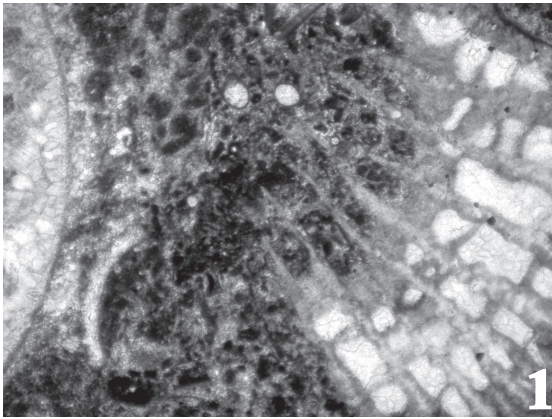


Planche 2

Figure 1 – Floatstone à grands fragments de Coraux dans une matrice péloïdique contenant des Lamellibranches et des Calcisphères. OLL49, ULB sedim. n°9878, microfaciès 4a, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 2 – Rudstone avec Corail (Tabulé) encroûté par un Stromatopore lamellaire. Contient également des Brachiopodes, Ostracodes, péloïdes et *Bisphaera*. OLL55, ULB sedim. n°9882, microfaciès 4a, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 3 – Rudstone péloïdique à Coraux (Tabulés) et Stromatopores encroûtés par des Cyanophycées. OLL78, ULB sedim. n°9895, microfaciès 4b, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 4 – Oncoïde avec encroûtement de Cyanophycées (Cyanolithe) dans un rudstone à Coraux et Stromatopores (non visibles sur la photo). OLL79, ULB sedim. n°9898, microfaciès 4b, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 5 – Packstone péloïdique laminaire à Issinelles et Coraux. OLL84, ULB sedim. n°9899, microfaciès 5, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 6 – Fissures et petites cavités cimentées par un ciment drusique dans un wackestone légèrement bioturbé. OLL40, ULB sedim. n°9871, microfaciès 5, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figures 7, 8 – Floatstone-bindstone bioturbé à péloïdes, fragments de Coraux et Stromatopores, oncoïdes, Issinelles et Lamellibranches. OLL88, ULB sedim. n°9903, microfaciès 6, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Planche 3

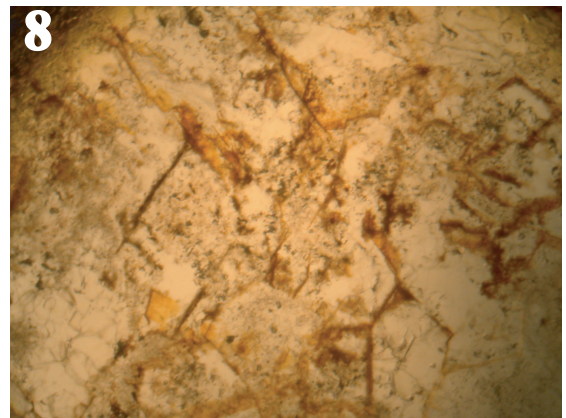
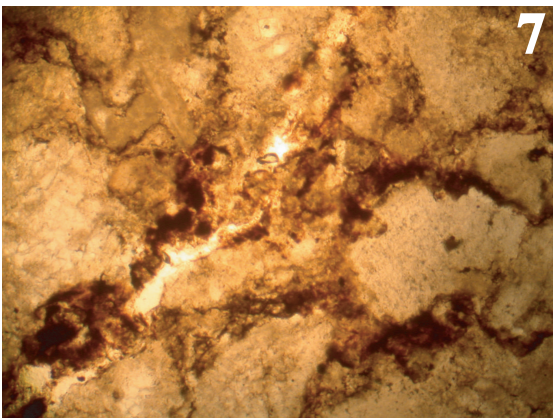
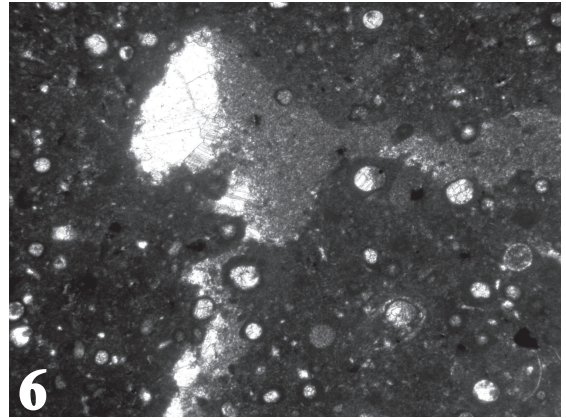
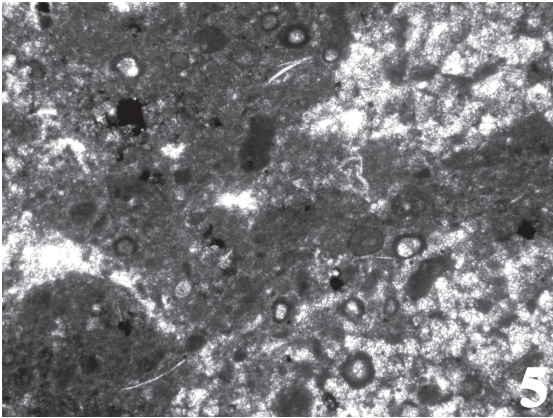
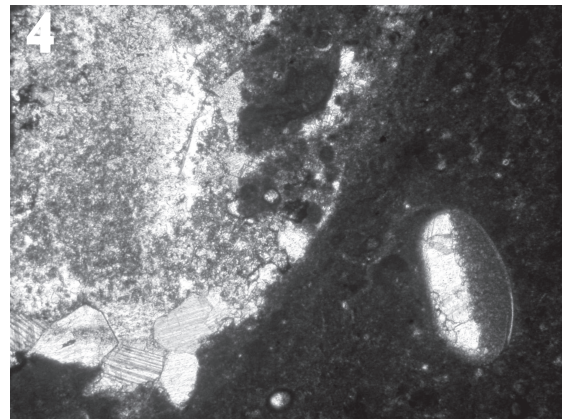
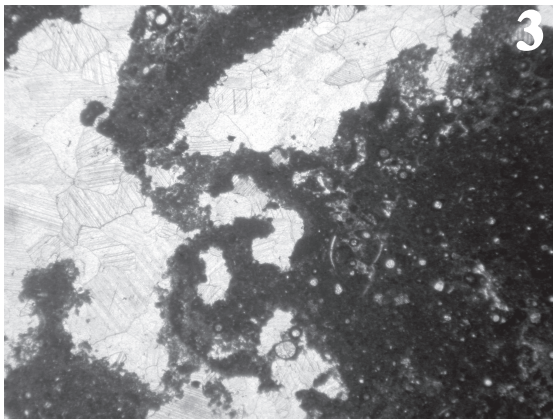
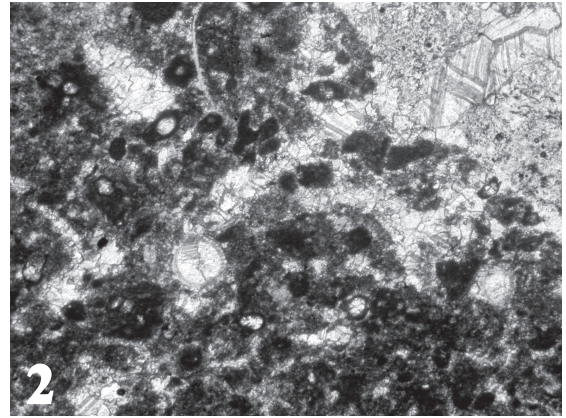
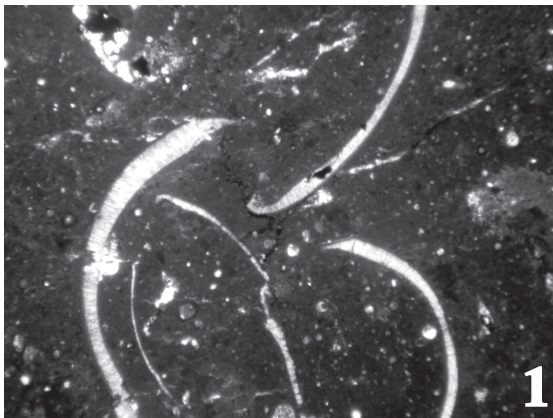


Planche 3

Figure 1 – Wackestone à Ostracodes (*Leperdicopida*), et Calcisphères. OLL95, ULB sedim. n°9914, microfaciès 7, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 2 – Cavité de dissolution avec pyrite et dolomite dans un wackestone à peloïdes et Calcisphères. OLL93, ULB sedim. n°9910, microfaciès 7, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figure 3 – Grandes fenestrae irrégulières ('lofélite') dans un wackestone à Calcisphères et Algues. OLL99, ULB sedim. n°9915, microfaciès 8, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 4 – Fenestrae avec dolomite, *Bisphaera* avec remplissage géopète dans un wackestone homogène. OLL100, ULB sedim. n°9916, microfaciès 8, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figures 5, 6 – Cavités de dissolution et remplissages géopètes dans un wackestone bioturbé à Calcisphères abondantes (Fig. 6) et Ostracodes. Certaines Calcisphères ont un remplissage géopète. Péroïdes irréguliers dans le remplissage. OLL100, ULB sedim. n°9918 ; 9919, microfaciès 8, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figures 7, 8 – Détails des filaments de pyrite liés à la sulfato-réduction, se présentant sous forme d'amas (fig. 7) et de fins filaments entre les cristaux de dolomite (fig. 8). OLL55 ; OLL66, ULB sedim. n°9886 ; 9894, microfaciès 4, Formation de Trois Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 155 µm.

Planche 4

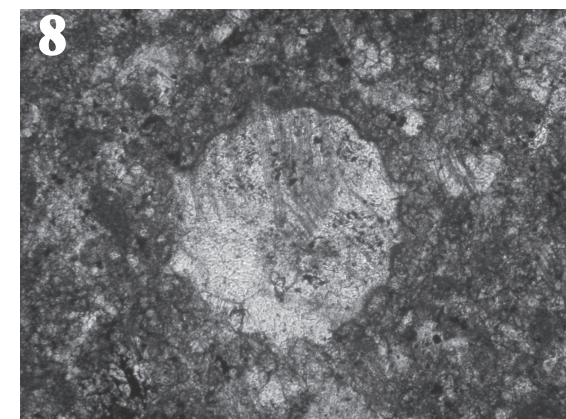
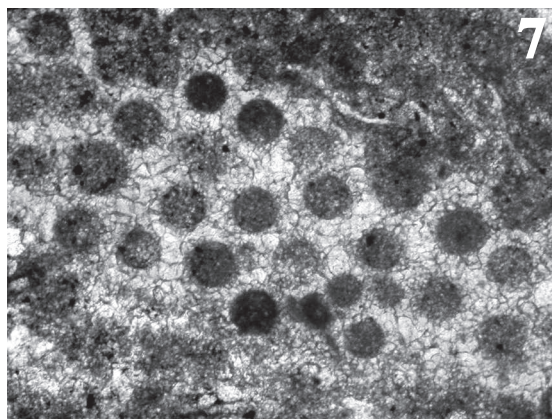
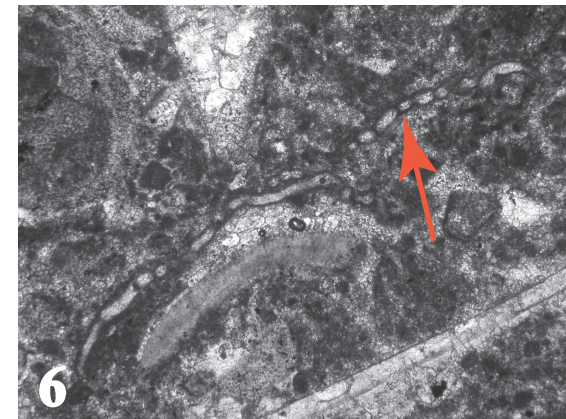
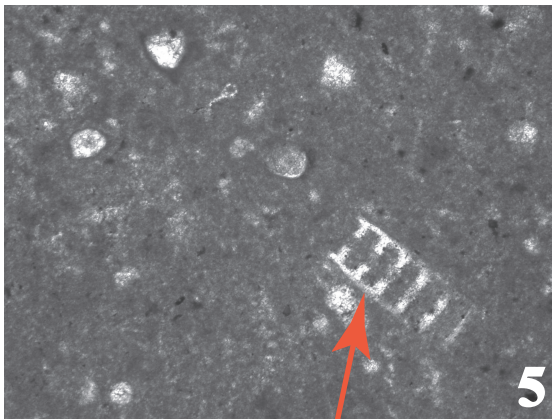
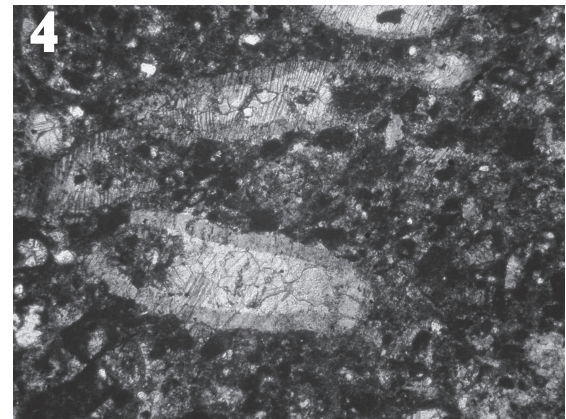
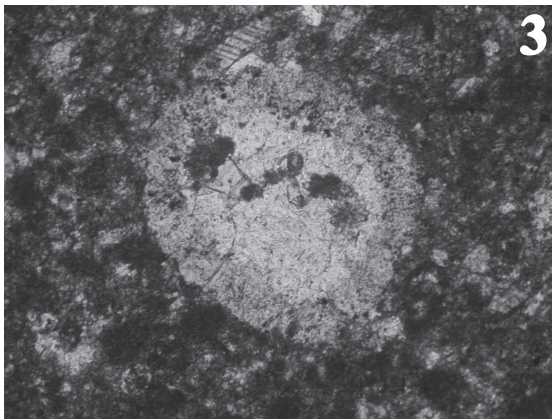
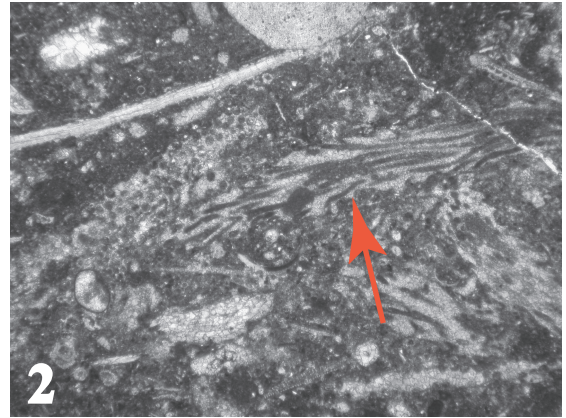
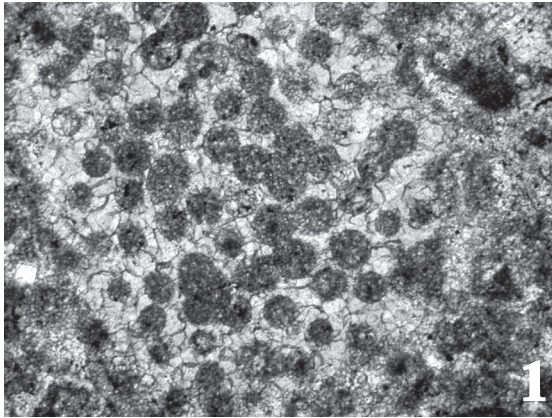


Planche 4

Principales Algues observées :

Figure 1 – *Paralitanaia baileuxensis* Mamet & Préat 1985. OLL49', ULB sédim n°9419, microfaciès 4, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 155 µm.

Figure 2 – *Pseudopalaeoporella lummatonensis* Elliott 1961. OLL2, ULB sédim n°9494, microfaciès 1, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 950 µm.

Figure 3 – *Issinella devonica* Reitlinger 1954. OLL81, ULB sédim n°9438, microfaciès 4, Formation de Trois-Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 155 µm.

Figure 4 – *Issinella devonica* Reitlinger 1954. OLL82, ULB sédim n°9439, microfaciès 5, Formation de Trois-Fontaines, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figure 5 – *Kamaena delicata* Antropov 1967. OLL46, ULB sédim n°9484, microfaciès 4, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 155 µm.

Figure 6 – *Sphaerocodium gotlandicum* Rothpletz 1908 emend Wood 1948. OLL49, ULB sédim n°9523, microfaciès 4, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 390 µm.

Figure 7 – *Wagonella enigmatica* Mamet & Préat 1992. OLL2', ULB sédim n°7556, microfaciès 1, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 155 µm.

Figure 8 – Calcisphère (*Parathurammina*) flottée. OLL9, ULB sédim n°9514, microfaciès 1, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin, barre d'échelle 100 µm.

4.2. Diagenèse oxydante et sulfato-réductrice

Les deux éléments les plus marquants de la diagenèse concernent les ciments calcitiques palissadiques isopaques des rudstones-framestones du MF4a et la pyrite des microfaciès 3, 4, 7 et 8. Les ciments fibreux du MF4a sont intergranulaires et le faciès qui les contient ne présente pas d'indices importants de compaction. L'analyse en cathodoluminescence de ces échantillons, ainsi que des échantillons contenant des ciments analogues provenant de Nismes montre qu'ils sont non-luminescents. Seuls les remplissages ultimes des plus grands pores (les pores des Coraux par exemple ou des plus grandes cavités intergranulaires) contiennent des remplissages luminescents. Ces ciments fibreux sont donc précoces et ont rapidement comblé la porosité initiale. D'après Machel (2000) la non-luminescence suggère une diagenèse en milieu oxydant.

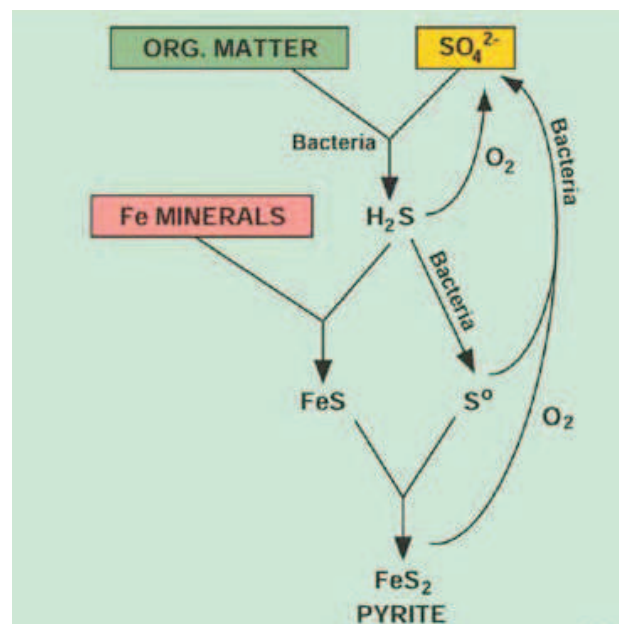


Figure 5. Représentation schématique du phénomène de sulfato-réduction (Berner, 1983).

La figure 5 représente le schéma global de la formation de pyrite par sulfato-réduction. La pyrite est souvent abondante dans les microfaciès 3, 4, 7 et 8. Elle se présente sous

différentes formes : cristaux, framboïdes, pyritosphères (de 5 à 10 μm de diamètre), en amas (10 à 40 μm) et essentiellement en filaments (Pl.3, Fig.7) de diamètre faible (de 3 à 5 μm) et longs d'une centaine de microns. Les filaments peuvent se présenter sous forme dichotomique et parfois former des buissons ou des réseaux. On retrouve ces différentes formes de pyrite aussi bien dans la matrice que dans les remplissages micritiques intragranulaires, notamment dans les petites cavités de dissolution et sous forme d'encroûtements et de micritisation des grains. Les filaments sont aussi associés à des cavités de dissolution remplies de petits cristaux de dolomite idiomorphe claire entre lesquels s'observe la pyrite.

La pyrite est donc associée à des microenvironnements, soit de manière homogène entre les cristaux de micrite, soit de manière plus ponctuelle dans des cavités de dissolution. Elle est aussi généralement associée à des minéraux dolomitiques (Pl.3, Fig.8) ou a des pseudomorphes de sulfates.

Les bactéries sulfato-réductrices liées à ces filaments pyriteux devraient être de type '*Desulfonema*' (Stainer et al., 1985 ; Testke et al., 1998), elles se développent à l'interface eau-sédiment dans des milieux anoxiques en utilisant la matière organique. La sulfato-réduction bactérienne peut également être plus tardive et s'effectuer à partir de la matière bitumineuse (Machel, 2005). La formation de pyrite qui résulte de cette diagenèse sulfato-réductrice est connue dans des environnements anoxiques actuels et est liée à l'activité de bactéries chemotrophes ou phototrophes (Munn, 2004).

Une seconde caractéristique importante est la présence sporadique de pseudomorphes de sulfates de même type que ceux rencontrés à Wellin (Pl. 5, fig. 14 à 20 in Mamet & Prétat, 2005), ceux-ci sont associés à des filaments pyriteux. D'après Mamet & Prétat (2006), de tels filaments peuvent appartenir à des bactéries chemolithotrophes sulfo-oxydantes (du groupe des Protéobactéries) de type '*Beggiatoa*' (Fenchel et Finlay, 1995 ; Krekeler et al., 1998), celles-ci utilisent des composés soufrés pour leur métabolisme conduisant à la formation de sulfates (Munn, 2004). Les sulfates peuvent être dissous (Kasten et Jorgensen, 2000 ; Jorgensen et Nelson, 2004) lors de changements des paramètres rédox et du pH à l'échelle

des microenvironnements (Bottrell et Raiswell, 2000). Ces dissolutions pourraient être à l'origine des cavités de dissolution observées dans les échantillons.

4.3. Paléoécologie

4.3.1. Assemblage de communautés dans les complexes récifaux

Les trois premières lentilles récifales de la coupe d'Olloy-sur-Viroin s'apparentent aux 'spaced cluster reefs' définis par Riding (2002) alors que la quatrième se rapproche des récifs de type 'open frame reefs'. Ces récifs sont constitués d'organismes souvent en place et relativement espacés les uns des autres. L'influence des organismes sur la sédimentation est moins importante que dans les autres types de récifs, la matrice est dominante, le relief est peu important et les limites latérales peuvent être floues.

L'examen des relations latérales des différentes unités des bioconstructions permet de reconstituer les différentes communautés (Fagerstrom, 1987). Ces dernières sont résumées aux tableaux 2a et 2b.

Les bioclastes principaux sont les Echinodermes, les Brachiopodes, les Mollusques ainsi que les Coraux et Stromatopores dans les bioconstructions, l'ensemble indiquant un milieu marin ouvert à salinité normale. Une telle association de bioclastes est dominante dans les cinq premiers microfaciès (MF1 à 5) et devient moins importante ensuite dans les MF6 à 8 où une microflore algale spécifique prend le relais et traduit des milieux plus restreints.

STRUCTURE DES COMMUNAUTES

CONSTRUCTIONS	FLANCS	SEMI-LAGON / LAGON
<u>Stromatopores</u>		
abondants encroûtements+construction	présents encroûtements	non observé
<u>Coraux</u>		
abondants construction	présents	non observé
<u>Brachiopodes</u>		
présents	présents	rares
<u>Mollusques</u>		
rares	présents	abondants
<u>Crinoïdes</u>		
très rares	présents filtration	non observé
<u>Ostracodes</u>		
très rares	présents	abondants filtration
<u>Bryozoaires</u>		
rares	présents	non observé
<u>Foraminifères</u>		
non observé	non observé	très rares

Tableau 2a. Composition des communautés des complexes récifaux et de leur couverture lagunaire (organismes non algaires)

STRUCTURE DES COMMUNAUTES

CONSTRUCTIONS	FLANCS	SEMI-LAGON / LAGON
<u>Cyanobactéries</u>		
présents encroûtements+oncoïdes	présents	abondants encroûtements
<u>Codiacees-Udotéacées</u>		
présents	abondants grains	présents grains
<u>Paléosiphonocladales</u>		
présents grains	abondants grains	très rares
<u>Porostomates</u>		
présents grains+encroûtements	abondants grains	très rares
<u>Calcisphères</u>		
très rares flotteurs (kystes)	présents flotteurs (kystes)	très abondants flotteurs (kystes)

Tableau 2b. Composition des communautés algaires des complexes récifaux et de leur couverture lagunaire

4.3.2. Moteur de la sédimentation

L'ensemble des microfaciès se situe dans la zone euphotique suite à l'omni présence des Cyanophytes. La zone euphotique est définie de façon diverse et contradictoire par plusieurs auteurs, au moins trois définitions sont observées dans la littérature (Mamet & Préat, soumis). La première met la base de cette zone à 1% du rayonnement solaire (Segar, 1998). Elle peut être fort profonde, mais a une faible intensité et la photosynthèse n'y est plus possible. La seconde façon de procéder est de s'intéresser à l'effet d'atténuation de la filtration du spectre solaire. La préservation de la quantité importante et non filtrée de la lumière concorde, dans ce cas, à la base de la zone euphotique. La filtration progressive du rayonnement, et finalement son élimination, correspond à la zone dysphotique, puis aphotique (Robinson, 1995) ; cette théorie est représentée schématiquement à la figure 6. Du point de vue énergétique, le processus de production biologique n'est efficace que dans la première moitié de la zone euphotique (Segar, 1998).

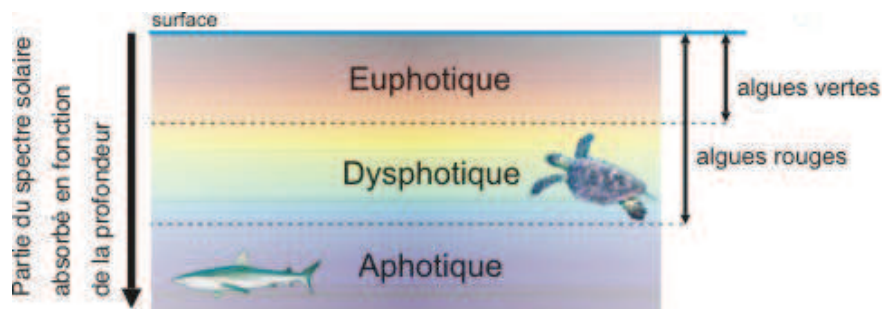


Figure 6. Représentation des différentes zones photiques d'après la partie du spectre solaire absorbé en fonction de la profondeur.

Enfin, une troisième définition est appliquée par les océanographes qui calculent la quantité de photons nécessaires à la photosynthèse, dans ce cas ils limitent encore plus la profondeur de la zone euphotique, où non seulement la lumière est non filtrée (spectre

complet), mais également où la saturation lumineuse est maximale et le coefficient d'absorption de la lumière est aussi maximal (De Wit et al., 2004).

Le maximum de profondeur connu actuellement pour la zone euphotique est d'environ 35 m aux tropiques (Budd & Perkins, 1980 ; Perry & MacDonald, 2002), cette valeur maximale diminue rapidement vers les hautes et les basses latitudes. De plus, pour une latitude donnée, cette profondeur diminue en fonction du degré de turbidité lié à la présence d'argiles ou de matière organique.

Les quatre lentilles récifales d'Olloy-sur-Viroin ainsi que leurs flancs renferment de nombreuses Algues vertes (tableau 2b), celles-ci pouvant produire, par le biais de la photosynthèse, du carbonate de calcium. Des Cyanobactéries sont également présentes, principalement au niveau des flancs et du lagon. Les Algues vertes ne peuvent proliférer et produire des carbonates par photosynthèse au-delà d'une vingtaine de mètres de profondeur, ces Algues sont présentes dès la base de la première lentille. En particulier, la présence de *Girvanella*, considérées comme des Cyanobactéries d'après Riding (1990), dans presque tous les microfaciès décrits traduit des milieux bien oxygénés et peu profonds (Whitton & Potts, 2000).

L'ensemble de la série est épais d'environ 30 m et a enregistré une compaction relativement forte des faciès encadrant les lentilles récifales comme en témoignent les indices de pression-dissolution dans la matrice micritique des faciès marins ouverts. Ceci suggère une importante réduction de l'épaisseur originelle. Seules les lentilles récifales *stricto sensu* ne présentent pas d'indices de compaction mécanique ou chimique aussi importants.

L'évolution de la sédimentation est globalement régréssive avec cependant un retour au milieu marin ouvert entre la deuxième et la troisième lentille récifale. La profondeur du milieu reste généralement faible, ensuite des laminites cryptalgaires traduisent des environnements supratidaux marquant le passage au domaine lagunaire qui va persister durant tout le Givétien (Préat & Mamet, 1989). La régression n'a pas dû excéder 20 m si l'on prend cette valeur comme profondeur approximative de la zone euphotique. La sédimentation correspondante est donc environ 1,5 fois plus importante en ne tenant pas compte de la

compaction. Cette valeur est nettement inférieure à celle obtenue pour les coupes de Wellin et de Nismes (respectivement 70 et 65 m d'épaisseur) même si l'on tient compte d'une forte compaction des sédiments encadrant les bioconstructions. La subsidence a donc joué un rôle moins important dans le cas de la coupe d'Olloy-sur-Viroin sans pour autant être inexistant. Par conséquent, l'eustatisme ne peut être l'unique moteur de la sédimentation, ceci pourrait expliquer les difficultés de corrélation de cette série au voisinage de la limite Eifélien-Givétien dans l'ensemble du bassin de Dinant (Kasimi & Prétat, 1996), et particulièrement à Wellin et à Nismes.

4.4. Log stratigraphique et découpage en niveaux

La coupe d'Olloy-sur-Viroin peut être subdivisée en une succession de 11 niveaux sédimentologiques caractérisés par des faciès et des associations particulières d'organismes.

1. *Flanc, de 0 à 4 m* : ce flanc est lui-même subdivisé en deux parties :
 - de 0 à 2 m : packstones à Algues (Codiacées-Udotéacées, Girvanelles, Issinelles) et Crinoïdes avec laminations planes parallèles. Faciès de mer ouverte dans la ZAT. Calcisphères et *Bisphaera* bien représentés, rares Bryozoaires, Brachiopodes et Mollusques.
 - de 2 à 4 m : packstones et coverstones remaniés à Algues et Stromatopores lamellaires. Les Issinelles sont particulièrement abondantes. Des Calcisphères, des Crinoïdes, des Ostracodes ainsi que quelques Brachiopodes sont également présents. Des laminations planes parallèles ainsi qu'un léger granuloclassement s'observe. Il s'agit toujours d'un faciès de mer ouverte situé dans la ZAT.
2. *Milieu marin ouvert, de 4 à 5 m* : wackestones et packstones à Crinoïdes et Brachiopodes, avec des *Issinella*, des calcisphères 'flottées' et de rares Codiacées-

Udotéacées. Il s'agit d'un faciès de mer ouverte situé non loin de milieux semi-fermés (probablement liés à une bioconstruction) comme en témoigne l'abondance croissante de Calcisphères de 4,5 m à 5 m.

3. *Première lentille récifale, de 5 à 10 m* : floatstones et rudstones à Coraux (Tabulés) et Stromatopores lamellaires. Quelques rares Crinoïdes très altérés s'observent à la base. C'est une lentille récifale proprement dite, la partie inférieure de l'intervalle est constituée de 'brèches' récifales à fragments mal classés, la partie supérieure renferme quelques cavités intragranulaires avec péloïdes bactériens. Le milieu est de forte énergie et situé dans la ZAV.
4. *Arrière récif, de 10 à 11 m* : wackestones à Gastéropodes et Codiacées-Udotéacées. Des Calcisphères et quelques Bryozoaires sont également présents. Des fissures et des cavités de dissolution cimentées s'observent également. La matrice est parfois constituée de très fins silts. Il s'agit d'un faciès semi-restreint, parfois proche de l'émersion.
5. *Deuxième lentille récifale, de 11 à 13 m* : floatstones et coverstones à Coraux (Tabulés et Rugueux) et Stromatopores. Une influence lagunaire se marque par la présence d'Ostracodes (*Cryptophyllus*), de Gastéropodes et de Calcisphères. Les Issinelles sont abondantes et de rares Codiacées-Udotéacées (*Pseudopaleoporella lummatonensis*, Elliott 1961 ; *Wagonella enigmatica*, Mamet & Préat 1992) s'observent. Le milieu est très peu profond et l'influence lagunaire fort prononcée. Quelques Echinodermes sont importés du large par des tempêtes.
6. *Milieu marin ouvert, de 13 à 14 m* : packstones bioturbés à Echinodermes, Mollusques et Ostracodes (*Cryptophyllus*). Il s'agit d'un milieu marin ouvert et les nombreux fragments de Coraux, Stromatopores et Algues laissent penser à un

produit de démantèlement d'un coverstone. Le milieu reste peu profond comme en témoigne les *Cryptophyllus*.

7. *Troisième lentille récifale, de 14 à 16 m* : floatstones et rudstones à Coraux et Stromatopores. De nombreux autres bioclastes s'observent : Brachiopodes, Crinoïdes, Ostracodes, Lamellibranches, Issinelles, Codiacées-Udotéacées, Wagonelles, Girvanelles, *Pseudovermiporella sodalica* (Elliott, 1958). Il s'agit d'un faciès récifal situé dans la ZAV. Ce sont ici les encroûtements d'Algues et de Stromatopores lamellaires qui maintiennent la charpente en place.
8. *Flanc, de 16 à 17 m* : packstones laminaires microbioclastiques bioturbés (tempêtes puis bioturbation). On y observe des Crinoïdes, des Brachiopodes, des Issinelles et quelques Calcisphères. Les péloïdes sont très abondants et probablement liés au démantèlement de tapis de Girvanelles. Des grains micritisés sont présents et constituent une preuve de transport. Le faciès est semi-restreint et remanié. La profondeur reste toujours faible.
9. *Quatrième lentille récifale, de 17 à 25 m* : C'est la lentille la plus épaisse et la plus massive, elle est formée de floatstones, rudstones et framestones à Stromatopores (massifs et lamellaires) et Coraux (Tabulés essentiellement). La charpente est maintenue par d'importants encroûtements de Cyanophycées. Les oncoïdes s'observent pour la première fois au sommet de l'intervalle. Ce faciès récifal se différencie nettement des autres lentilles par le fait qu'il semble être plus en place, suite aux nombreux encroûtements. L'édifice s'est développé dans un système de rampe interne, dans la ZAV.
10. *Arrière récif, de 25 à 26 m* : packstones et bindstones microbioclastiques à péloïdes, Mollusques, Codiacées-Udotéacées, Girvanelles, Issinelles et Calcisphères. Des

oncoïdes de Cyanobactéries entourent parfois les coquilles de Mollusques. Quelques Crinoïdes et fragments de Coraux subsistent encore et les premiers fenestrae apparaissent. Il s'agit d'un faciès de transition progressive des environnements péri-récifaux passant aux milieux lagunaires.

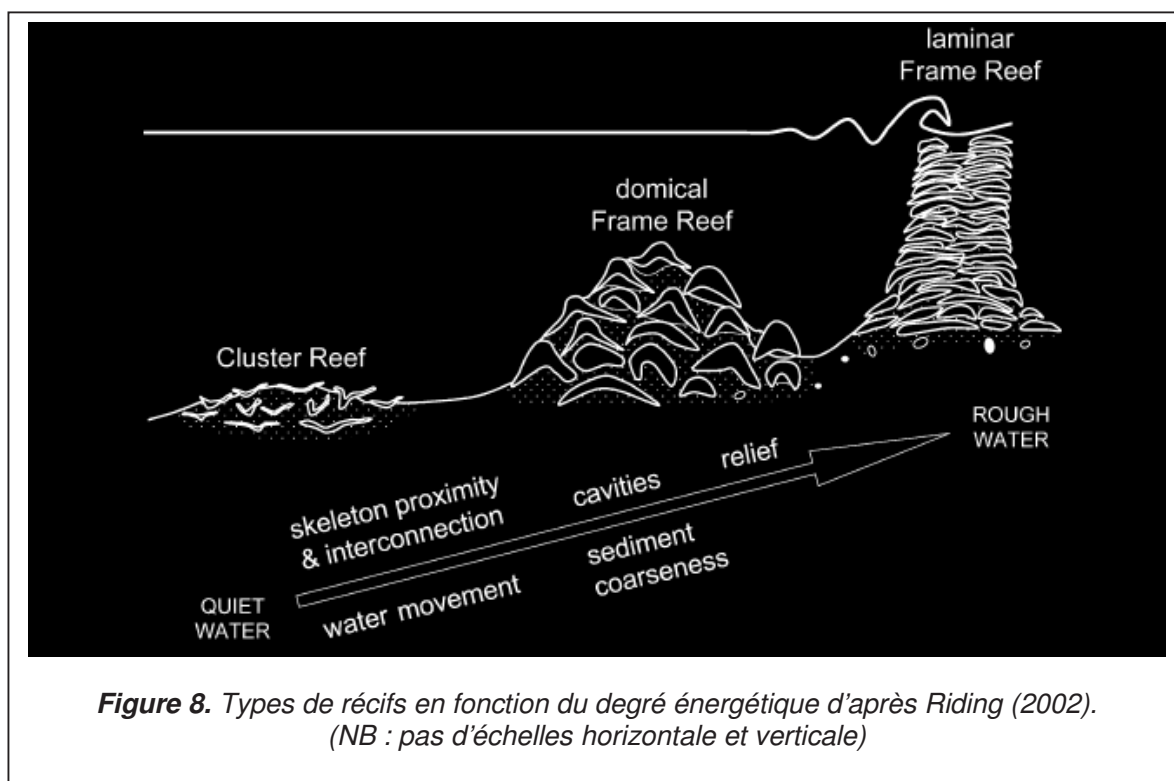
11. *Lagon, de 26 à 32 m* : packstones et wackestones à Calcisphères et Cyanophycées.

Le reste du contenu bioclastique est constitué de Lamellibranches, Gastéropodes, *Bisphaera*, Ostracodes (*Leperdicopida* et *Cryptophyllus*). De grandes fenestrae et loférites sont présentes et renferment des remplissages géopètes. Un repère à Gastéropodes a également été observé sous forme de lumachelle lors des investigations de terrain. C'est un faciès lagunaire, restreint et très peu profond.

L'ensemble des ces informations est repris de manière synthétique sur le log détaillé de la figure 7.

4.5. Modèle sédimentaire

L'évolution des huit microfaciès montre le passage des environnements marins ouverts francs (MF1 à 3, Formation de Hanonet) aux milieux restreints lagunaires (MF7 à 8, base de la Formation de Trois Fontaines). Il s'agit d'une évolution nettement régressive puisque le milieu marin ouvert situé à la base de la ZAT est directement surmonté de milieu lagunaires peu profonds comme l'attestent les fentes de dessiccation et les lofériles. Cette évolution régressive observée à Olloy-sur-Viroin est générale puisqu'elle est présente dans l'ensemble du bassin franco-belge (Kasimi & Préat, 1996). La succession des faciès permet de subdiviser la rampe en deux parties suivant le modèle de Wright (1986), médiane et interne. Dans la partie médiane se développent les trois premières lentilles récifales de tailles modestes et de type 'spaced cluster reefs' (Riding, 2002) alors que dans la partie interne se développe la lentille la plus épaisse et la plus massive, de type 'open frame reefs' selon Riding (2002). Le terme 'spaced cluster reefs' désigne des récifs organiques constitués de bioclastes généralement en place et fort espacés les uns des autres. Quant aux 'open frame reefs', ils désignent des récifs organiques où les bioclastes sont en contact, la porosité intergranulaire étant très réduite. Les espaces intragranulaires sont des cavités de dissolution. Cette succession s'inscrit dans la tendance globalement régressive des microfaciès, ainsi qu'avec les variations énergétiques qui sont faibles en milieu distal et deviennent progressivement fortes en milieu proximal comme l'indique la figure 8 :



En effet, les bioconstructions de type 'cluster reefs' sont typiques des eaux calmes, la cimentation précoce est réduite voire absente tout comme la bioérosion. Il est donc tout à fait possible d'observer ces petites bioconstructions au niveau d'une rampe médiane. Les récifs de type 'open frame reefs' sont en revanche caractéristiques des milieux agités, les cavités sont abondantes et souvent comblées par un ciment précoce, le rôle de la bioérosion est amplifié par l'exposition des bioclastes. Ce type de récif se situe au niveau de la rampe interne, l'épaisseur (de l'ordre de la dizaine de mètres) est logiquement supérieure à celle des récifs d'environnements plus calmes (de 1 à maximum 10 m d'épaisseur), le taux de productivité et d'accrétion étant largement supérieur (Riding, 2002).

La bathymétrie générale est faible, les environnements étant tous situés dans la zone euphotique comme l'atteste l'omniprésence des microflores algaires dans nos microfaciès. La présence de tempestites dans les microfaciès 1 à 3 permet d'identifier des milieux de dépôt situés dans la zone d'action des tempêtes (ZAT), probablement au niveau d'une rampe médiane *sensu* Wright (1986) en l'absence de faciès restreints. L'énergie devient

importante dès le microfaciès 4 et atteint un maximum au microfaciès 5 où des stratifications entrecroisées se mettent en place. La transition rampe médiane – rampe interne se fait au niveau de la base de la quatrième lentille récifale qui semble plus en place et de plus forte énergie que les précédentes. Cette transition se marque par le développement de faciès récifaux de forte énergie avec nombreux bioclastes remaniés dans la zone d'action des vagues (ZAV). La pente de la rampe devait être faible comme le suggère l'absence de slumps et de turbidites. Des domaines semi-restreints et restreints se développent probablement en arrière de cette bioconstruction et marquent le passage progressif à une plate-forme carbonatée.

Les tempestites carbonatées de plus en plus fréquentes et épaisses soulignent l'évolution sédimentologique générale. L'ensemble de ces données s'inscrit dans le modèle d'une rampe mixte silico-carbonatée évoluant en une plate-forme carbonatée. Cette transition est diachronique (Préat, 2004), c'est-à-dire que son âge varie suivant la position paléogéographique, et est bien connue dans le bassin de Dinant (Kasimi & Préat, 1996) : le système de rampe se maintient au moins dans deux zones distinctes, séparées d'environ 60 km (à Glageon en France, Boulvain et al., 1994 ; et à Couvin en Belgique, Préat, 1989), alors qu'une plate-forme carbonatée se rencontre partout ailleurs.

Olloy-sur-Viroin

Coupe visible

Coupe latérale (extrapolée)

Coupe latérale (extrapolée)

PHASES ou 'PARASEQUENCES'

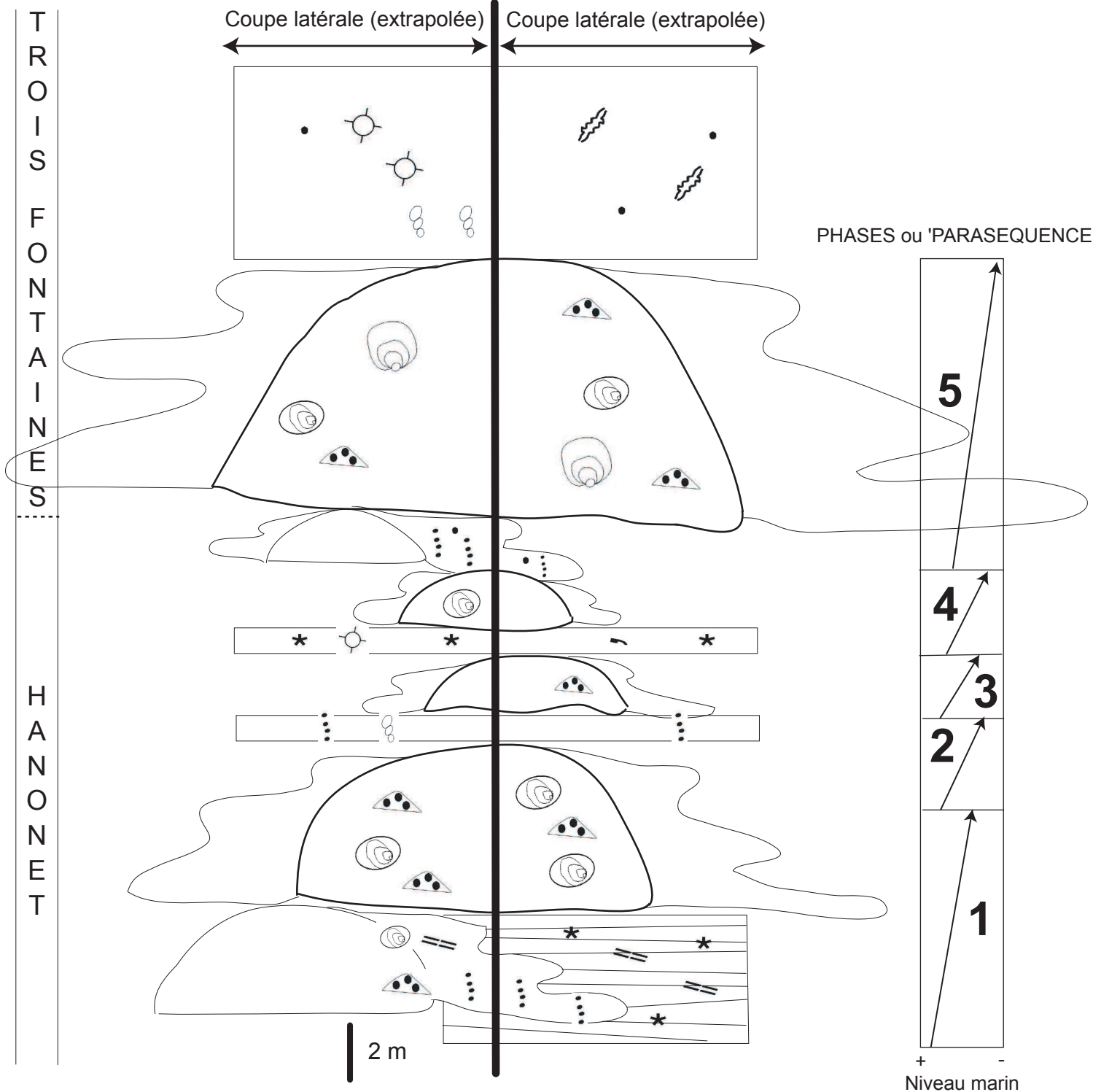


Figure 9. Modèle sédimentaire pour la coupe d'Olloy-sur-Viroin.
Pour la légende des symboles, se référer à la légende de la figure 4 (p.23)

5.1. Description

L'analyse pétrographique a montré que les ciments pouvaient être abondants, notamment au niveau des cavités de dissolution et des loferites où ceux-ci viennent combler la porosité. En plus des encroûtements d'organismes, ils jouent un rôle dans le maintien des bioconstructions en remplissant l'espace intergranulaire, et également la porosité intragranulaire, comme les loges des Coraux. C'est dans les coupes de Nismes et de Wellin que les ciments jouent un rôle primordial dans le maintien des lentilles récifales, celles-ci s'apparentent aux 'skeletal cement reefs' définis par Riding (2002). Par contre, à Olloy-sur-Viroin, les ciments, généralement beaucoup moins abondants, jouent un rôle dérisoire par rapport aux encroûtements dans le maintien de la charpente récifale. Ce sont donc essentiellement des échantillons de Nismes et Wellin qui ont été sélectionnés pour l'analyse ainsi que les échantillons d'Olloy-sur-Viroin les plus représentatifs. Un total de 36 échantillons a été analysé, choisis sur base de l'abondance des ciments inter/intragranulaires de remplacement et des ciments syntaxiaux: FC8, FC9, FCA10, FC13, FC15, FC19, FC20, FC23, FC24, FC36, FC38, FC40, FC47, FC53, FC54, FC60, FC63, FC65, FC69, FC71, FC74, FC79, FC80, FC81, FC87, FC88, FC101, FC103, FC106, FC118, OLL29, OLL31, OLL44, OLL64, W305, W306. Outre les ciments, le remplissage des différentes cavités a également été observé. Les lames minces 'FC' proviennent de la coupe du 'Fondry des Chiens', leur localisation stratigraphique est figurée dans Prétat et al. (2006), les lames 'W' correspondent à la coupe de Wellin *in* Mamet & Prétat (2005), et les lames 'OLL' proviennent de ce travail.

Au terme de l'analyse pétrographique en lumière naturelle, la succession diagénétique des ciments calcitiques observés est la suivante :

1. Une première phase de calcite fibreuse palissadique d'épaisseur comprise entre 100 et 300 μm et de couleur grisâtre. Cette phase s'observe en remplissage intergranulaire, parfois intragranulaire dans certaines cavités ;
2. Une seconde phase constituée de calcite drusique blanche en grands cristaux colmate la porosité résiduelle ;
3. Des fissures tectoniques peuvent recouper les deux phases précédentes.

A ces ciments calcitiques viennent parfois s'ajouter des cristaux de dolomite idiotopique.

La forme aciculaire, parfois en baguette ou en rosette de certains ciments de remplacement laisse supposer un remplacement de sulfates (pseudomorphose) avec précipitation de calcite à partir de la sulfato-réduction. L'analyse pétrographique classique n'a toutefois pas pu fournir de preuves valables quant à l'existence de ces sulfates.

L'examen en cathodoluminescence permet de proposer une séquence diagénétique comprenant des phases luminescentes et non luminescentes. Cet examen a mis en évidence un plus grand nombre de phases que la pétrographie classique ne permet de distinguer. Il est important de signaler que l'analyse a montré majoritairement des phases non luminescentes, celles-ci ne donnant pas de clichés photographiques valables n'ont pas été illustrées. Les observations diagénétiques livrées par la cathodoluminescence complète à l'analyse pétrographique, et les éléments principaux peuvent se résumer comme suit :

- Les bioclastes (Echinodermes, Bryozoaires, Lamellibranches) sont non luminescents ou faiblement luminescents (Pl.5, Fig.5-6).
- La calcite palissadique (B) est exclusivement non luminescente (Pl.5, Fig.1-4, 7-8 ; Pl.6, Fig.1-2, 5-6).
- La calcite drusique (D) est luminescente et zonée dans des tons allant de l'orange au jaune, elle se développe de façon centripète dans les cavités (Pl.5, Fig.1-4, 7-8 ; Pl.6, Fig. 1-6).

- Des ciments fortement luminescents (F) remplissent les fissures tectoniques (Pl.5, Fig. 3-6).
- La matrice micritique est non luminescente à faiblement luminescente (Pl.5, Fig.1-4, 7-8 ; Pl.6, Fig. 3-6).
- La dolomite est luminescente de couleur rouge vif.

Cet examen en cathodoluminescence a aussi révélé des phases supplémentaires non identifiées en pétrographie classique :

- Des placages colloformes irréguliers (C) non luminescents dont on peut observer des reliques dans certains ciments drusiques (D) (Pl.5, Fig.1-2, 7-8 ; Pl.6, Fig.1-2).
- Une phase terne ('dull') généralement au centre des cavités (E) juste après le ciment drusique (D) (Pl.5, Fig.1-4, 7-8 ; Pl.6, Fig. 1-4).
- Des indices d'éventuels pseudomorphes de sulfates sont fournis par des luminescences différentes au sein d'un même monocristal de calcite (Pl.6, Fig.7-8).

5.2. Interprétation

Les échantillons analysés sont majoritairement caractérisés par des phases calcitiques non luminescentes, celles-ci indiquent généralement un milieu oxydant (Machel, 2000). Seules les cavités et certaines fissures contiennent des ciments clairement luminescents et/ou ternes. La cimentation non luminescente ou faiblement luminescente s'est effectuée en milieu oxydant dans le réseau intergranulaire originel. Cette cimentation est donc précoce, rapide et en continuité avec la plupart des bioclastes également déposés en milieu oxydant (non luminescents). La porosité primaire intergranulaire a, par conséquent, dû être rapidement cimentée transformant le sédiment meuble en une roche pratiquement compacte. Les plus grands pores et les cavités de dissolution ne seront pas complètement remplis au départ, ce seront les phases luminescentes (D) et ternes (E) qui viendront achever le remplissage.

La plupart des échantillons analysés proviennent de Nismes et ne présentent pas d'indices de compaction mécanique importants comme par exemple le télescopage de phases entre elles (examen en cathodoluminescence) ou la présence de contacts suturés (examen en microscopie classique), il en est de même pour les échantillons de Wellin. En ce qui concerne Olloy-sur-Viroin, par contre, l'analyse pétrographique classique avait suffi à montrer de nombreux indices de compaction mécanique (cf. Chapitre 4.3.2.).

Enfin des pseudomorphoses sont illustrées à la Pl.6, Fig.7-8 où une supposée relique de sulfate apparaît luminescente à l'intérieur d'un ciment non luminescent, on peut donc conclure que ce remplacement s'est également déroulé en milieu oxydant.

En conclusion, cette analyse montre le rôle important de la diagenèse précoce en milieu oxydant et confirme la faible compaction des séries de Nismes et Wellin.

Planche 5

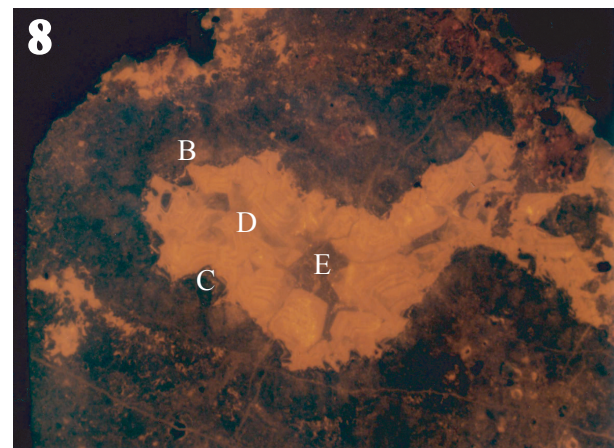
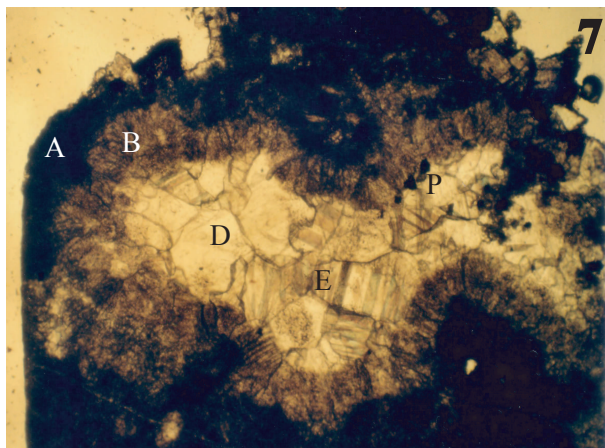
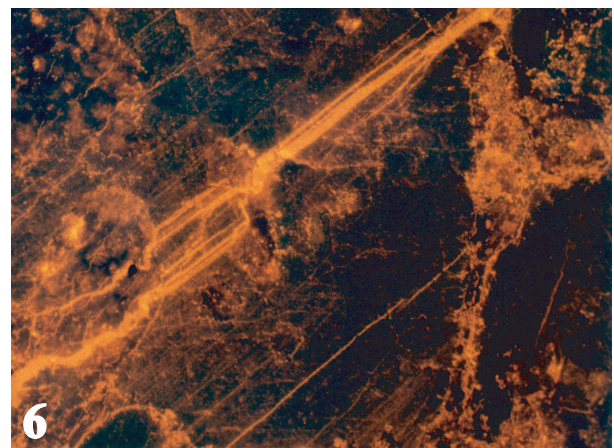
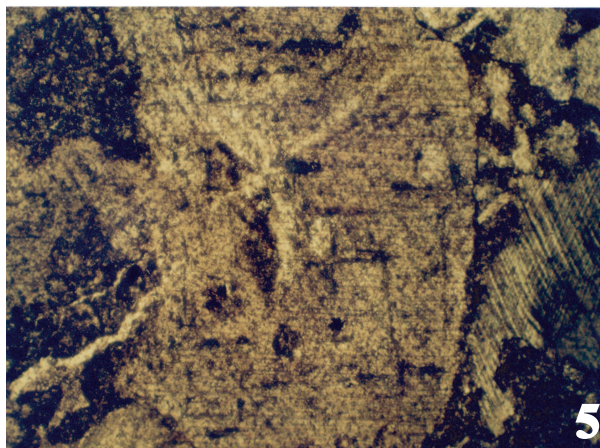
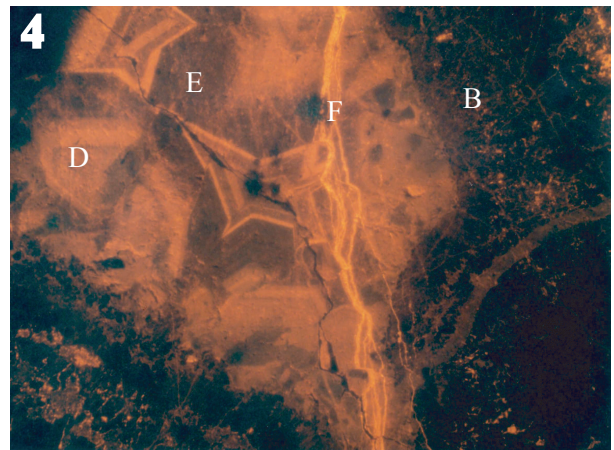
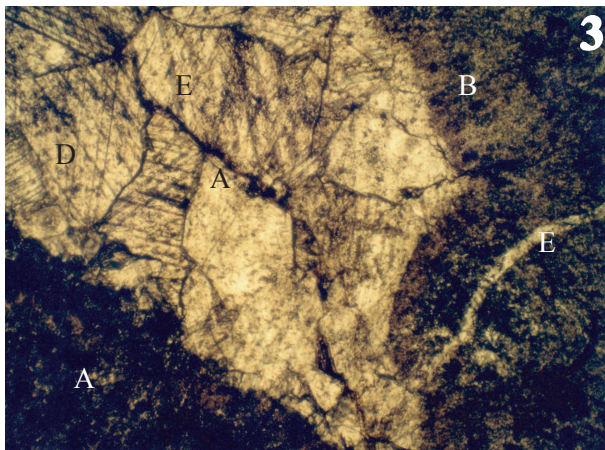
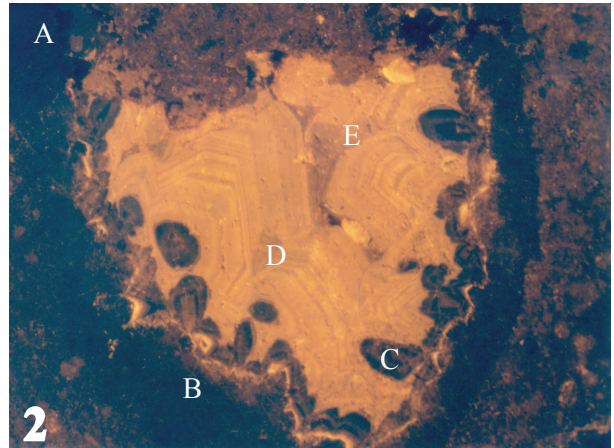
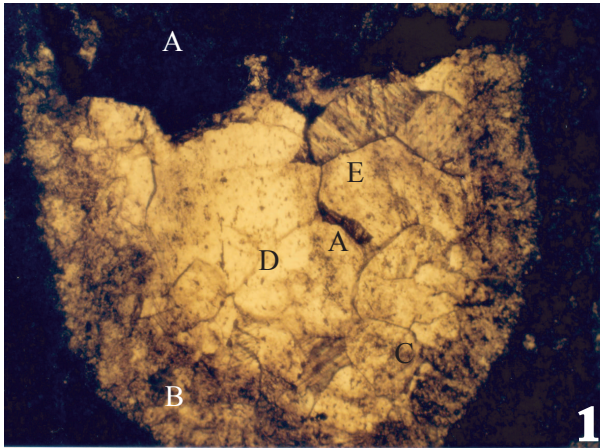


Planche 5

Les figures présentent chaque fois l'examen des échantillons en lumière naturelle et en cathodoluminescence. La barre d'échelle équivaut à 560 μm pour chacune des photos.

Les échantillons analysés proviennent du 'Fondry des Chiens' à Nismes, l'échantillonnage ayant été effectué par A. Préat en 2005. Les microfaciès correspondants ont été décrits par Préat et al. (2006).

Figures 1-2 – Cavité 'intramicritique'. En lumière naturelle (figure 1) le remplissage s'effectue en deux phases à partir de la matrice micritique (A) dont on observe des reliques sous forme de filaments à l'intérieur de la cavité (A). La première phase (B) est constituée de calcite palissadique d'épaisseur irrégulière avec également des reliques de micrite par endroits. Elle est suivie d'une seconde phase de calcite drusique blanche en grands cristaux. Les phases (C) et (E) ne sont pas distinguables en lumière naturelle et n'apparaissent qu'en cathodoluminescence sur la figure 2. La succession apparaît plus complexe en cathodoluminescence : la phase (B) est non luminescente et suivie d'un mince liseré orange luminescent et irrégulier soulignant une dissolution de la phase (B). Vient ensuite la phase (C) non luminescente sous forme de placages colloformes irréguliers, on en observe des reliques sous forme de 'chicots' dans le remplissage suivant (D). La calcite drusique (D) est zon e et luminescente dans des tons allant du jaune à l'orange et se développe de manière centripète. La dernière phase visible est la phase (E) terne ('dull'), elle colmate la porositi  résiduelle plus tardivement. La micrite est homogénéisée à ce stade et présente également une luminescence terne. Ech. FC10, ph.kul 26-27, flanc à Coraux et Bryozoaires, microfaciès 5, Formation d'Hanonet, Nismes.

Figures 3-4 – Cavité 'intramicritique'. En lumière naturelle le remplissage se fait en deux phases, la première palissadique (B) et la seconde drusique (D). Des reliques micritiques sont présentes à l'intérieur de la cavité (A). Une fissure oblique est aussi associée à cette cavité (en bas à droite de l'image). L'analyse en cathodoluminescence (figure 4) montre la première phase (B) non luminescente, la phase (D) est faiblement zon e dans les mêmes tons que la figure 2 et est suivie par une importante phase (E) de luminescence terne ('dull') qui est également présente dans la fissure oblique. Un dernier remplissage (F) très luminescent est associé à une fissure verticale difficilement visible en lumière naturelle. Notons que l'analyse en cathodoluminescence peut être fallacieuse comme l'indique le coin supérieur gauche non luminescent et qui ne montre pas le ciment qui est pourtant visible à la figure 3. Ech. FC10, ph.kul 13-14, flanc à Coraux et Bryozoaires, microfaciès 5, Formation d'Hanonet, Nismes.

Figures 5-6 – Ossicule de crinoïde altéré et partiellement dissout (parties plus claires en lumière naturelle) recoupé par une fissure oblique. Le contact droit de l'ossicule est net et pyriteux, et recoupe la fissure. Par contre, le côté gauche est corrodé et irrégulier. En cathodoluminescence (figure 6), malgré l'altération de l'ossicule, celui-ci est non luminescent. Les zones irrégulières de forte luminescence sont liées à un réseau tardif de fissures identique à celui de la figure 4 (F). La fissure oblique recoupant l'ossicule est logiquement fortement luminescente. Ech. FC15, ph.kul 30-31, semelle crinoïdique, microfaciès 2, Formation d'Hanonet, Nismes.

Figures 7-8 – Cavité 'intramicritique'. En lumière naturelle (figure 7) et cathodoluminescence (figure 8). Le remplissage en deux phases montre une séquence identique à celle des figures 1 et 2 : (A) = micrite résiduelle, (B) = calcite palissadique, (C) = calcite colloforme, (D) = calcite drussique, (E) = remplissage terminal. S'ajoutent quelques grains de pyrite (P). Ech. FC10, ph.kul 17-18, flanc à Coraux et Bryozoaires, microfaciès 5, Formation d'Hanonet, Nismes.

Planche 6

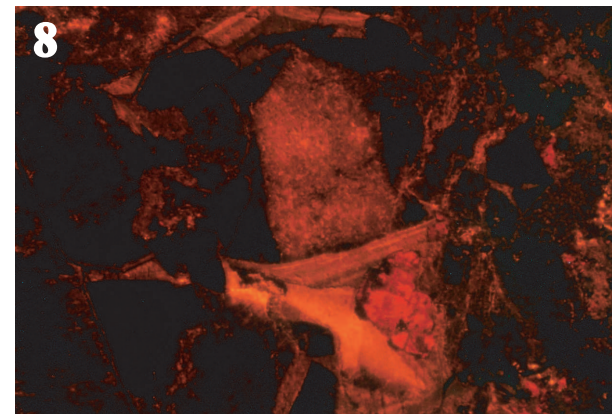
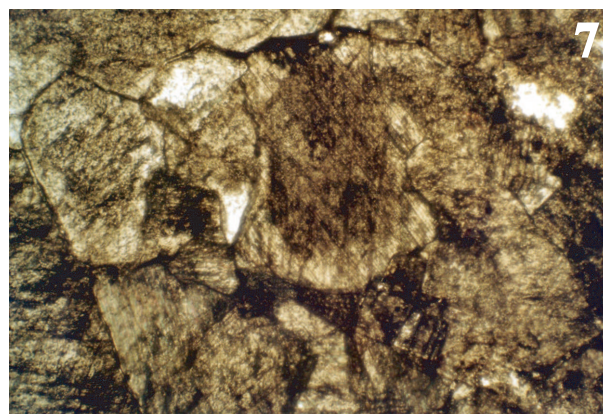
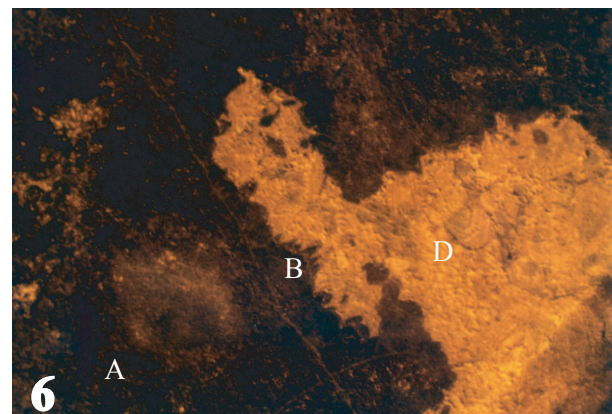
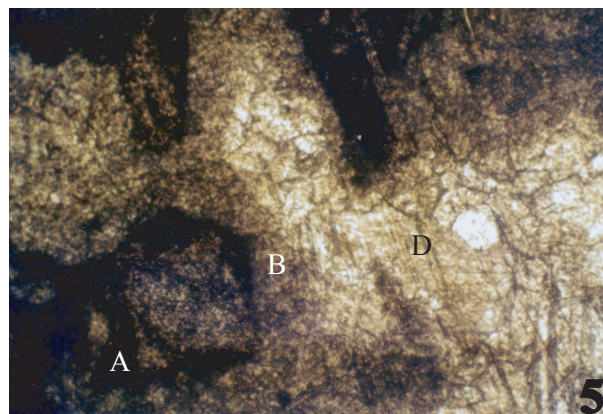
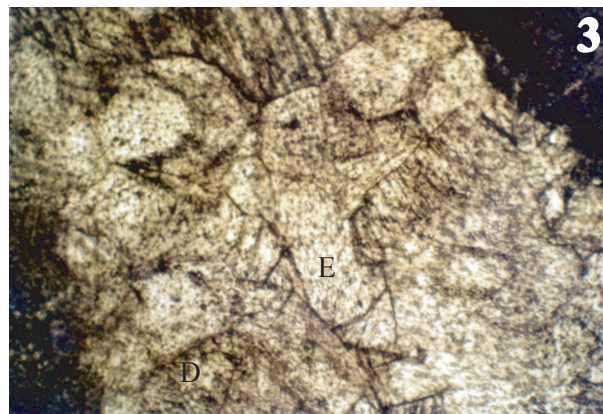
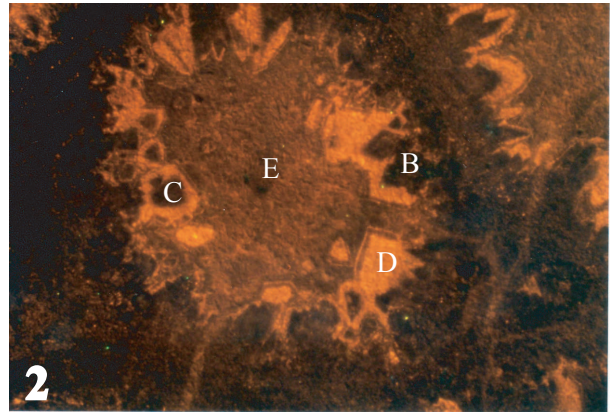
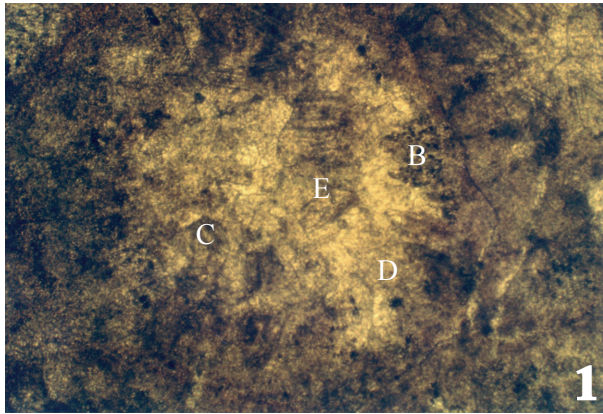


Planche 6

Les figures présentent chaque fois l'examen de deux échantillons en lumière naturelle et en cathodoluminescence. La barre d'échelle équivaut à 560 μm pour chacune des photos.

Les échantillons (Fig.3-8) analysés ici proviennent du 'Fondry des Chiens' à Nismes, l'échantillonnage ayant été effectué par A. Préat en 2005. Les microfaciès correspondants ont été décrits par Préat et al. (2006). Les figures 1 et 2 représentent un échantillon provenant de la coupe d'Olloy-sur-Viroin.

Figures 1-2 – Loge d'un Corail. En lumière naturelle (Fig.1) seuls les ciments fibreux (B) et drusiques (D) apparaissent. La cathodoluminescence (Fig.2) révèle les phases (C) et (E), la phase (E) étant beaucoup plus développée dans cet échantillon, la majorité du remplissage de la loge est donc tardive. La phase (C) apparaît à nouveau sous forme de placages à l'intérieur de la phase (D). La phase (B) est toujours suivie d'un mince liseré orange lié à sa dissolution. Ech. OLL44, ph.kul 36-37, deuxième lentille récifale, microfaciès 4, Formation d'Hanonet, Olloy-sur-Viroin.

Figures 3-4 – Cavitité 'intramicritique'. Seul le ciment drusique (D) apparaît en lumière naturelle (Fig.3). En cathodoluminescence (Fig.4), on observe une alternance de phases luminescentes et ternes (E) après le ciment drusique faiblement zoné (D), suggérant un remplissage progressif et/ou une variation de la composition chimique des fluides. On voit à nouveau sur ces photos que l'analyse peut être fallacieuse : la phase (D) apparaît non luminescente dans le coin inférieur droit de l'image. Ech. FC9, ph.kul 10-11, flanc à Coraux et Bryozoaires, microfaciès 5, Formation d'Hanonet, Nismes.

Figures 5-6 – Cavitité 'intramicritique' avec ciment fibreux palissadique (B) et ciment drusique (D), ils sont reconnaissables tant en lumière naturelle (Fig.5) qu'en cathodoluminescence (Fig.6). La phase terne n'apparaît pas, il n'y a donc pas eu de cimentation tardive. La matrice micritique (A) est non luminescente. Ech. FC15, ph.kul 28-29, semelle crinoïdique, microfaciès 2, Formation d'Hanonet, Nismes.

Figures 7-8 – Indice d'une éventuelle pseudomorphose de sulfate par de la calcite. Cette relique probable de sulfate apparaît luminescente au centre d'un cristal non luminescent d'un ciment précocé. Ech. FC53, ph.kul 32-33, flanc à Codiécées-Udotécées, microfaciès 5, Formation d'Hanonet, Nismes.

6.1. Introduction

Après avoir reporté de manière détaillée les microfaciès, il est possible d'analyser l'évolution de la courbe lithologique obtenue. La stratigraphie séquentielle a pour objectif principal la mise en évidence des variations relatives ou absolues du niveau marin (Van Wagoner et al., 1987 ; Vail et al., 1991) à travers la reconnaissance des cortèges sédimentaires. Elle permet également des corrélations stratigraphiques à différentes échelles. La stratigraphie séquentielle *stricto sensu* s'intéresse au troisième ordre de la sédimentation (Van Wagoner et al., 1987 ; Vail et al., 1991), correspondant à des intervalles de temps compris entre 0,5 et 3 Ma. La cyclostratigraphie *stricto sensu*, quant à elle, comprend des cycles d'ordre inférieurs (4^{ème} et 5^{ème} ordre), et donc de haute fréquence. Les intervalles de temps sont compris entre 0.1 et 0,5 Ma pour le 4^{ème} ordre et entre 0.01 et 0.1 pour le 5^{ème} ordre. Ces cycles sont souvent liés aux fréquences de Milankovich (House & Gale, 1995).

Le log général (figure 7) synthétisant les données de terrain établit l'évolution de la sédimentation et son interprétation en terme de paléoenvironnements. La coupe d'Olloy-sur-Viroin montre la succession de 11 domaines ou environnements principaux repris dans la description niveaux (cf. Chap. 4.4.) depuis les milieux marins les ouverts dans la ZAT jusqu'aux édifices récifaux dans la ZAV et au domaine lagunaire semi-restreint et restreint.

6.2. 'Cyclicité' (5^{ème} et 4^{ème} ordre)

Il s'agit des motifs de base de la sédimentation (motifs élémentaires) : c'est à cette échelle qu'est contrainte la géométrie des environnements sédimentaires. Les règles de variation d'accommodation sont également applicables à cette échelle. La série a été déposée dans un contexte énergétique élevé comme notamment indiqué par les stratifications obliques ou entrecroisées et les lamines parfois granuloclassées. Cette série est constituée d'amalgames empilés séparés par des surfaces de discontinuités sédimentaires. L'unité de base est formée de packstones et grainstones en bancs décimétriques peu épais (rarement

plus de 30 cm). Vu l'importance du paramètre énergétique, les nombreuses surfaces ou discontinuités sédimentaires séparant les bancs représentent des phases de non-dépôt ou d'érosion. Il en résulte des séquences 'amalgamées' (*sensu* Aigner, 1985) c'est-à-dire tronquées et incomplètes. Dans ce contexte, aucun motif stratonomique particulier ne permet d'identifier une succession de paraséquences de 5^{ème} ordre ou un ensemble de paraséquences de 4^{ème} ordre *stricto sensu* (Van Wagoner et al., 1987 ; Vail et al., 1991) avec surface d'inondation à la base. Il est par contre possible d'observer, par cinq fois, la répétition d'évolutions régressives de type 'shallowing upward' (phases 1 à 5, Fig. 10). Ceci semble indiquer la présence d'un motif de base décamétrique. Ce motif est constitué de bancs globalement strato- et granocroissants en milieu marin ouvert et traduit la progradation à cinq reprises de lentilles récifales sur leurs flancs ou les flancs d'autres lentilles. Ces progradations sont maximales au sommet de la coupe et la quatrième lentille est couverte par des faciès restreints. Ce motif de type 'shallowing upward' correspond probablement aux processus de progradation qui ont lieu à plusieurs reprises en fonction de rapport subsidence, productivité carbonatée et eustatisme. S'agissant d'amalgames bioclastiques pour l'essentiel, ces empilements pouvaient constituer des séquences (incomplètes) de 4^{ème} ordre ou ensemble de paraséquences *sensu* Van Wagoner et al. (1987). Elles ont également été observées à Wellin et à Nismes (Mamet & Préat, 2005 ; Préat et al., 2006) où elles se présentent avec les mêmes faciès mais avec des épaisseurs différentes. Leur nombre est également différent. Cela suggère que ces éventuelles séquences du 4^{ème} ordre d'Olloy-sur-Viroin sont également locales et n'étant pas corrélables, ne sont pas sous le contrôle de l'eustatisme.

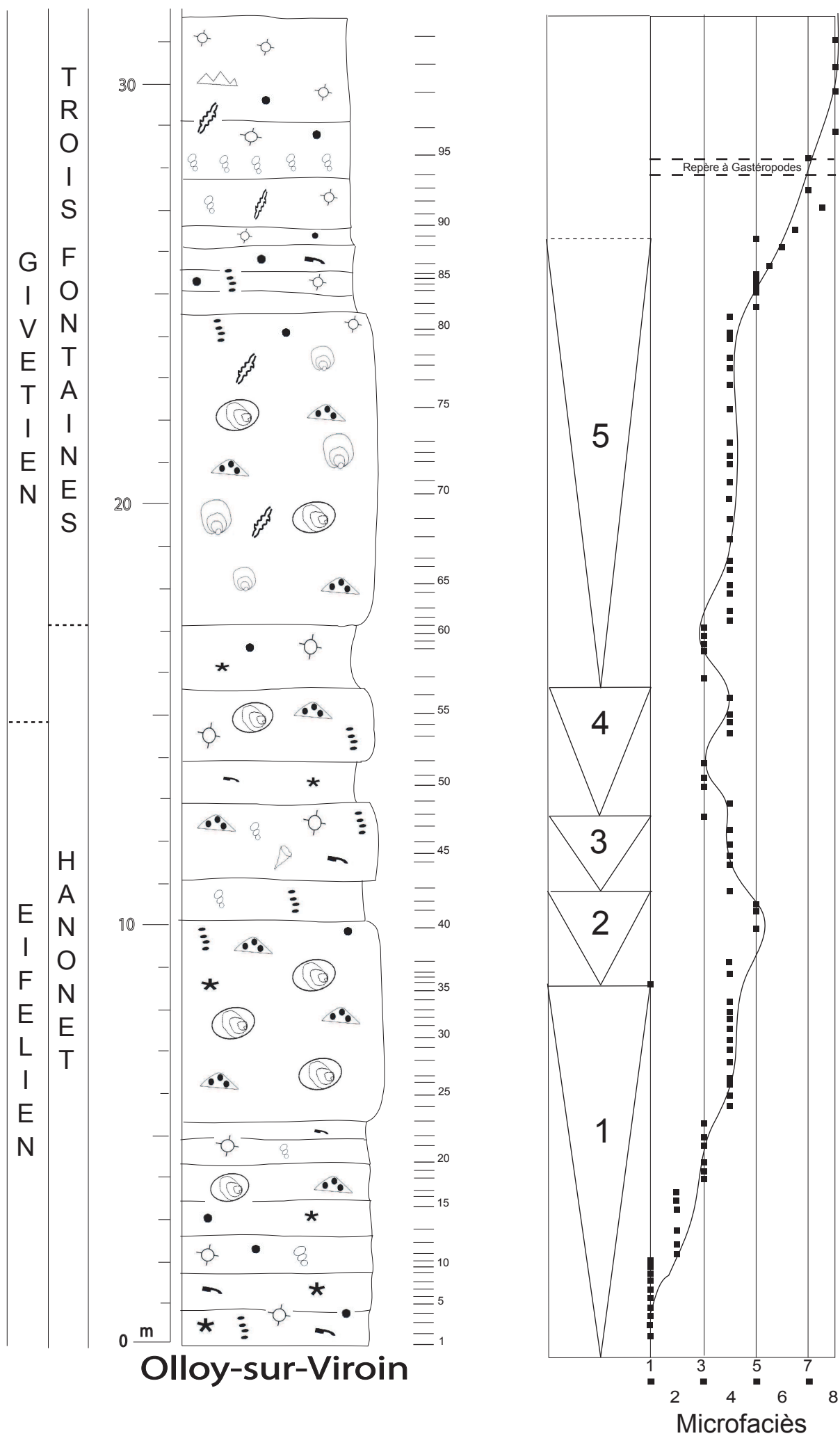


Figure 10. Ensemble de paraséquences (1 à 5) de type 'shallowing upward' déterminé sur base de l'évolution des microfaciès

6.3. Cortèges sédimentaires (3^{ème} ordre)

Les cortèges sédimentaires représentent des unités stratigraphiques composées d'une succession relativement conforme de couches génétiquement liées et limitées à leur sommet et à leur base par des discordances sédimentaires ('unconformities') et leurs surfaces corrélatives (Van Wagoner et al., 1987). Leur épaisseur est décamétrique à pluridécamétrique, leur durée est comprise entre 1 et 3 Ma. La courbe lithologique de la série Eifélien-Givétien d'Olloy-sur-Viroin indique, à cette échelle, une diminution relative et assez continue du niveau marin depuis les faciès les plus profonds de la Formation d'Hanonnet situés dans la ZAT et en partie dans la ZAV, au niveau de la zone euphotique (microfaciès 1 à 3) jusqu'au faciès restreints lagunaires de la Formation de Trois Fontaines, avec une tendance à l'émersion. Cette évolution indique la mise en place d'un prisme ou d'un cortège sédimentaire de bas niveau marin au Givétien Inférieur. Les faciès remaniés des flancs récifaux soulignent un étalement latéral des faciès au cours de cette régression, ceux-ci venant continuellement combler l'espace d'accommodation ou espace disponible pour la sédimentation (notion d'accommodation illustrée à la figure 11) disponible. A cette échelle, la baisse eustatique a été faible et progressive comme semble l'indiquer l'absence de conglomérats, de microbrèches ou de diagenèse vadose. Dans le détail, cette diminution relative du niveau marin est plus complexe comme l'illustre la succession des cinq séquences de type 'shallowing upward' (4^{ème} ordre ?). L'évolution à cette échelle (3^{ème} ordre) est également identique à celle des coupes de Wellin et Nismes, et ce sont donc probablement les mêmes mécanismes qui ont joué dans les trois cas. Ceux-ci s'inscrivent dans le 2^{ème} scénario illustré à la figure 11 : baisse du niveau marin et progradation avec accumulation de sédiments.

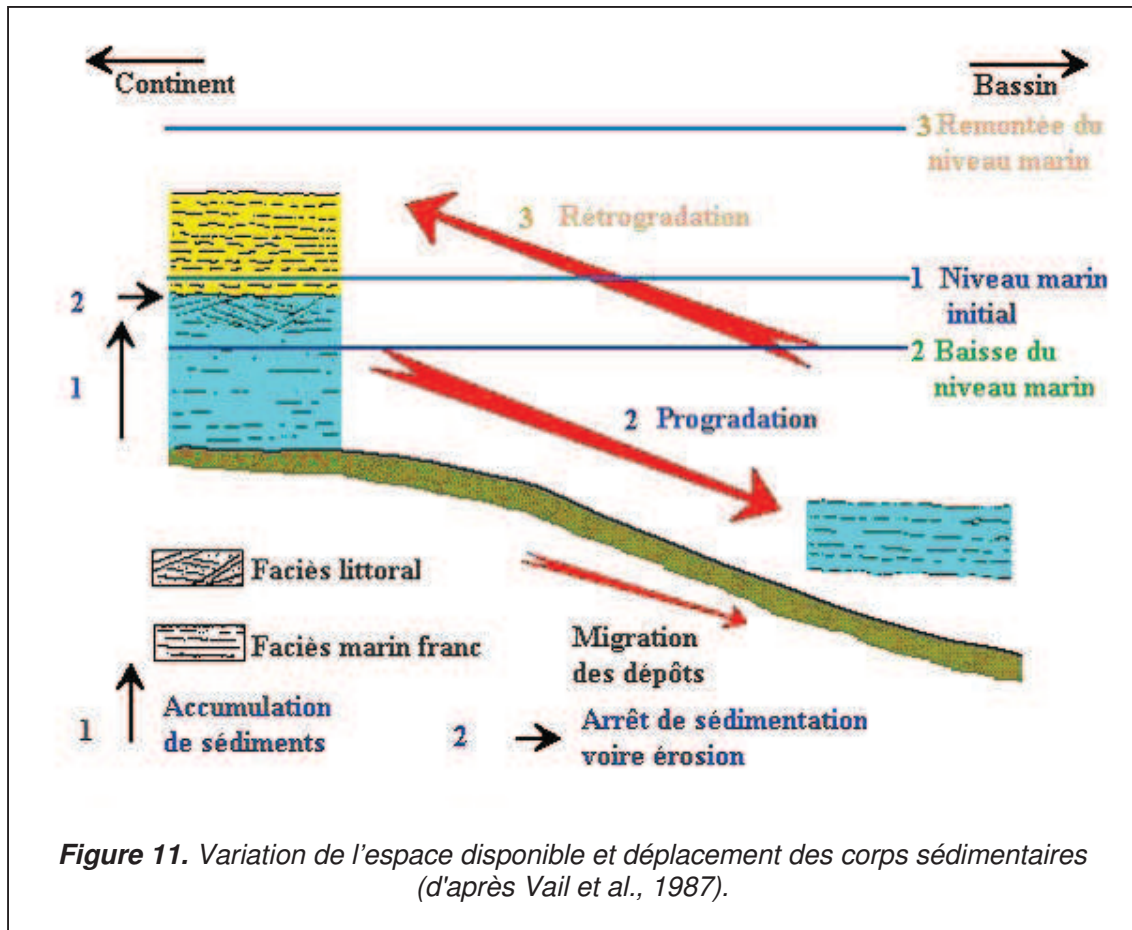


Figure 11. Variation de l'espace disponible et déplacement des corps sédimentaires (d'après Vail et al., 1987).

7.1. Comparaison avec les coupes de Wellin et Nismes

Les coupes d'Olloy-sur-Viroin, Wellin et Nismes sont situées dans le même bassin. Wellin et Nismes sont distants d'une cinquantaine de kilomètres, Olloy-sur-Viroin se trouve entre ces deux localités à environ quatre kilomètres de Nismes. La figure 12 qui illustre la position des formations et faciès du Dévonien Moyen au sud du Synclinorium de Dinant montre que les variations latérales de faciès n'ont pas une importance significative à l'échelle du bassin. Les trois coupes présentent une succession stratigraphique, des microfaciès et des lithologies assez similaires. Les successions des Algues sont également semblables dans les trois séries, ce qui traduit une similitude des paléoenvironnements. Pour rappel à Wellin et Nismes les séries partent d'un faciès marin ouvert et/ou d'une semelle crinoïdique, passant à des faciès bioconstruits possédant latéralement des flancs à Codiacées-Udotéacées et Brachiopodes, le tout étant surmonté par des faciès protégés de lagon. A Olloy-sur-Viroin la succession est un peu différente puisque les faciès ouverts sont surmontés d'une suite de trois lentilles récifales de tailles modestes séparées par des faciès ouverts ou semi-restreints, ensuite apparaît une quatrième lentille de taille plus importante s'étant installée sur les flancs d'une potentielle autre bioconstruction située latéralement. Il est donc possible, dans le cas d'Olloy-sur-Viroin, d'envisager une succession de plusieurs phases régressives (cf. Chap. 6.2.). Se sont en effet cinq phases régressives au minimum qui sont observées à Olloy-sur-Viroin (sans tenir compte des éventuelles bioconstructions latérales), ce genre de succession saccadée est également rapportée à Nismes (Préat et al., 2006) où elle est composée de trois phases régressives débutant chaque fois par une augmentation relative du niveau marin probablement suite aux mouvements tectoniques synsédimentaires. A Wellin des ensembles de paraséquences (4^{ème} ordre) bien nets se distinguent grâce à la courbe lithologique et mettent aussi en évidence une série de phases régressives (Mamet & Préat, 2005) où l'on passe d'environnements marins ouverts et de transition à des environnements

marins ouverts récifaux ('banks' et flancs). Il y a donc à Wellin et à Nismes des ensembles de paraséquences ou des phases de type 'shallowing upward' qui pourraient être équivalentes aux ensembles de paraséquences d'Olloy-sur-Viroin.

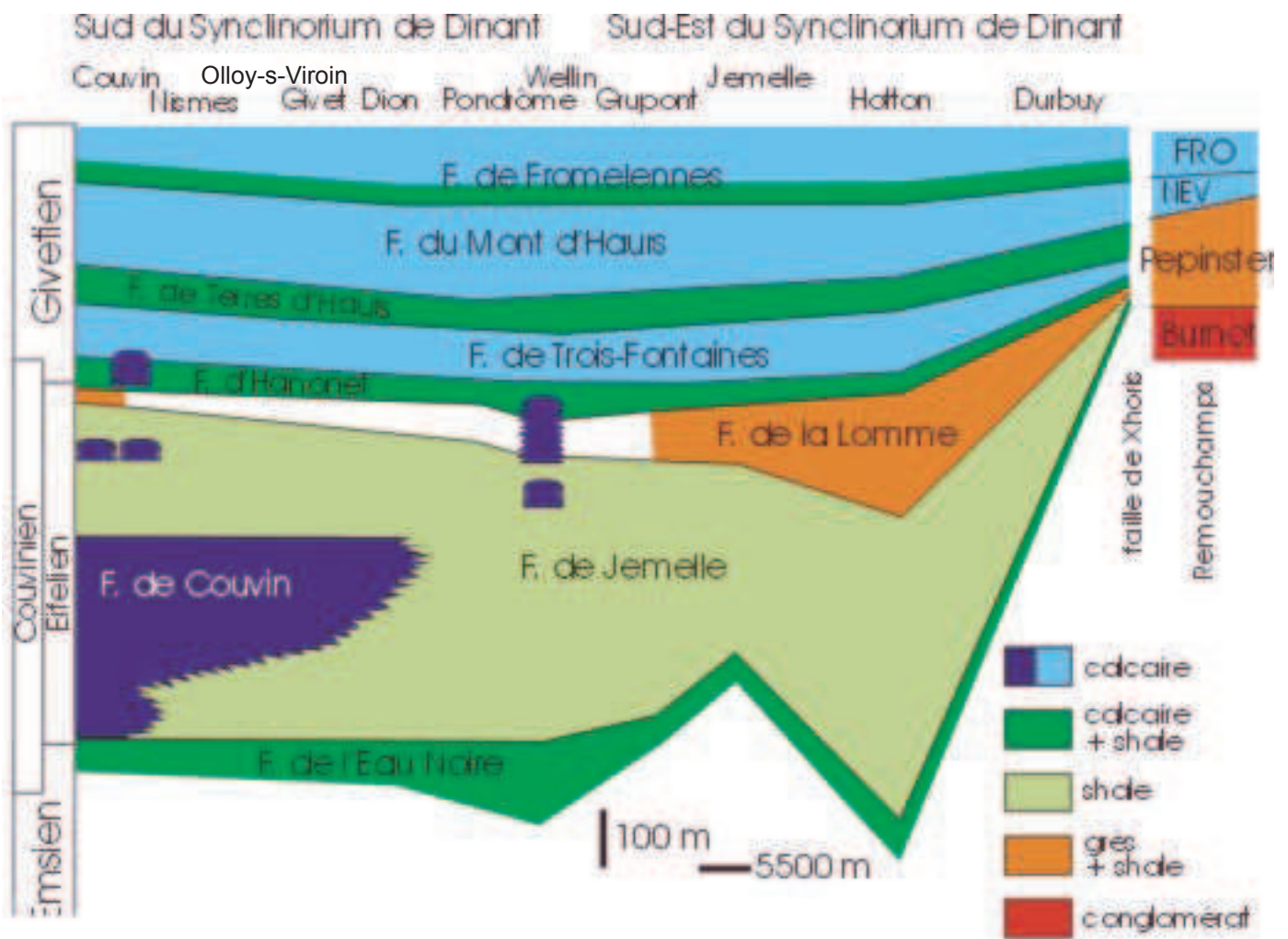


Figure 12. Formations et faciès du Dévonien Inférieur (partie supérieure de l'Emsien) et Moyen (Eifélien-Givétien) au sud du Synclinorium de Dinant. D'après Bultynck & Dejonghe (2001).

Les trois coupes peuvent donc faire partie d'un large ensemble récifal où les bioconstructions se mettent en place soit sur une semelle crinoïdique comme observé à Wellin et Nismes (Mamet & Préat, 2005 ; Préat et al., 2006), soit sur les flancs de bioconstructions situées latéralement comme c'est le cas à Olloy-sur-Viroin. Il y a toutefois un point important sur lequel la série d'Olloy-sur-Viroin diffère, car la majorité des lentilles observées sont de type 'spaced cluster reefs' *sensu* Riding (2002) mise à part la quatrième lentille qui appartient aux 'open frame reefs', ce changement au sein d'une même série indique une augmentation de l'énergie et s'inscrit dans la logique d'une évolution régressive. Les lentilles de Wellin et Nismes entrent par contre dans la catégorie des 'skeletal cement reefs'. Toujours d'après Riding (2002), les successions d'environnements entraînant la formation de récifs bien cimentés tels que les 'skeletal cement reefs' de Wellin et Nismes ou les 'open frame reefs' d'Olloy-sur-Viroin peuvent donner lieu à des complexes récifaux massifs reliés entre eux latéralement par leurs flancs. Cette théorie peut constituer un argument pour l'existence d'une barrière récifale qui serait finalement à l'origine des faciès lagunaires sus-jacents. Les récifs caractéristiques de milieux plus calmes tels les 'spaced cluster reefs' se trouvent généralement en avant des bioconstructions principales et ne présentent pas de connections latérales entre eux (Riding, 2002). C'est probablement le cas des trois premières lentilles récifales observées à Olloy-sur-Viroin car elles ne présentent pas de flancs latéraux bien développés. Le complexe récifal à l'origine des calcaires lagunaires de Trois Fontaines pourrait donc être formé, premièrement, de minces lentilles récifales de type 'spaced cluster reefs' formant des bioconstructions 'prémonitoires', ensuite viendrait une barrière au sens strict constituée de récifs de taille décamétrique à pluridécamétrique, reliés latéralement par des flancs à Algues et Brachiopodes.

Un autre point important différenciant les bioconstructions lenticulaires de Wellin et Nismes ('skeletal cement reefs') de celle d'Olloy-sur-Viroin ('open frame reefs') est la différence d'épaisseur. Pour rappel les framestones ne sont pratiquement pas compactés vu la cimentation fibreuse précoce (cf. cathodoluminescence, Chap. 5) et les épaisseurs respectives d'environ 70 m à Nismes, 55 m à Wellin et 8 m à Olloy-sur-Viroin proviennent

alors de variations des taux de subsidence locale liées à des blocs 'tiltés'. L'analyse précise du comblement de l'espace sédimentaire depuis la zone euphotique jusqu'à l'émersion, montre que la subsidence devait être plus faible à Olloy-sur-Viroin par rapport aux blocs de Wellin et Nismes, vu la faible épaisseur de la série comblant l'espace sédimentaire ultime.

7.2. Conclusion

La nouvelle coupe d'Olloy-sur-Viroin, malgré qu'elle présente des conditions d'affleurement assez mauvaises (petit talus le long d'une route secondaire) renferme une trentaine de mètres d'une série mal stratifiée en bancs argilo-carbonatés dans la partie inférieure et carbonatés dans la partie supérieure. La coupe montre le passage de la Formation d'Hanonet à celle de Trois Fontaines (passage Eifélien-Givétien ou E-G). Les bancs sont irréguliers et souvent lenticulaires dans la Formation d'Hanonet et deviennent progressivement bien réglés lors du passage au Givétien. Huit familles de microfaciès argilo-carbonatés ont été définies (Chap. 4) elles appartiennent toutes à la zone euphotique et la succession (1 à 8) constitue la séquence standard montrant le remblaiement d'un domaine marin ouvert situé dans la ZAT par des faciès récifaux et lagunaires, ces derniers présentant des indices d'exposition subaérienne. Les bancs lenticulaires peuvent être massifs et forment alors au long de la série des lentilles ou bioconstructions lenticulaires de type 'spaced cluster reefs' (pour les trois premières lentilles) et de type 'open frame reefs' (Riding, 2002) pour la quatrième lentille. Ces lentilles sont stabilisées par de nombreux encroûtements d'organismes (Stromatopores et Coraux), la cimentation de calcite palissadique est présente mais peu importante, contrairement aux biohermes d'âge équivalent étudiés à Wellin (Mamet & Préat, 2005) et Nismes (Préat et al., 2006). L'étude en cathodoluminescence des phases de remplissage inter et intragranulaires des série d'Olloy-sur-Viroin, de Wellin et de Nismes, entreprise dans ce mémoire, montre que la cimentation a été précoce dans les bioconstructions et la porosité résiduelle faible. L'analyse séquentielle de la coupe d'Olloy-sur-Viroin enregistre une diminution progressive du niveau marin relatif

suivant plusieurs séquences de type 'shallowing upward'. Il est impossible de reconnaître la succession de cinq ensembles de paraséquences de 5^{ème} ordre, liés aux variations du paramètre énergétique. Enfin, la succession observée à Olloy-sur-Viroin confirme le passage à l'échelle du bassin franco-belge d'un système de rampe mixte silico-carbonatée à un système de plate-forme carbonatée (Kasimi & Préat, 1996). La sédimentation est également sous le contrôle de la subsidence liée à des blocs 'tiltés' (Kasimi & Préat, 1996) et l'eustatisme est mineur (Mamet & Préat, 2005 ; Préat et al., 2006) comme à Wellin et à Nismes. Pour terminer, il est reconnu ici pour la première fois la présence de petites bioconstructions ('clusters') presque en place à la limite Eifélien-Givétien. Elles pouvaient constituer un équivalent latéral en domaine un peu plus profond des grandes lentilles biohermales de Wellin et de Nismes. Lorsqu'elles sont démantelées, ces petites lentilles pouvaient également alimenter le 'premier biostrome' qui affleure à la limite Eifélien-Givétien tout au long du bord sud du Synclinorium de Dinant. L'hétérogénéité de composition et d'épaisseur de ce 'premier biostrome' est donc liée aux divers types de bioconstructions dont il peut provenir.

Bibliographie

Aigner T., 1985 – Storm depositional systems. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York*, 174 pp.

Barbin V. and Schvoerer M., 1997 – Cathodoluminescence et géosciences. *Académie des sciences. Elsevier, Paris. Sciences de la Terre et des Planètes*, 325, 157-169.

Barker C.E. and Kopp O.C., 1991 – Luminescence microscopy and spectroscopy-qualitative and quantitative applications. *Soc. Econ. Pal. Min. Short Course*, No.25.

Berner R.A., 1983 – Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605-615.

Bottrell S.H. and Raiswell R., 2000 – Sulphur isotopes and microbial sulphur cycling in sediments. In : Riding R.E., Awramik S.M., (Eds.) – Microbial Sediments. *Springer*, pp. 96-104.

Boulvain F., Coen-Aubert M., Mansy J.-L., Proust J.-N. et Tourneur F., 1994 – Le Givetien en Avesnois (Nord de la France) : paléoenvironnements et implications paléogéographiques. *Bull. de la Société belge de Géologie*, 103/1-2, 171-203.

Budd D.A. and Perkins R.D., 1980 – Bathymetric zonation and paleoecological significance of microborings in Puerto Rican shelf and slope sediments. *J. Sed. Petrol.*, 50, 881-904.

Bultynck P. and Dejonghe L., 2001 – Devonian lithostratigraphic units (Belgium). In : Bultynck P. & Dejonghe L. (Eds.), Lithostratigraphic scale of Belgium. *Geologica Belgica*, 4/1-2, 39-69.

Chamley H., Proust J.-N., Mansy J.-L. and Boulvain F., 1997 – Diagenetic and palaeogeographic significance of clay, carbonates and other sedimentary components in the middle Devonian limestones of western Ardenne, France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, 369-385.

Coen-Aubert M., Mamet B., Préat A. et Tourneur F. – Sédimentologie, paléoécologie et paléontologie des calcaires crinoïdiques au voisinage de la limite Couvinien-Givetien    Wellin (Bord sud du synclinorium de Dinant, Belgique). *Service Géologique de Belgique, mémoire N  31*, 96 pp.

De Wit R., Pringault O. and Camoin, G., 2004 – Target theory of the photosynthesis applied on benthic colony-forming cyanobacteria (south-west lagoon, New Caledonia). In : Microbialite and microbial communities in sedimentary systems. *Workshop, Paris, 6-9 September, Camoin G., Gautret P. (Eds.), Publi. Assoc. S  d. Fr., Paris, 46, 39.*

Emery D. and Robinson A., 1993 – Inorganic geochemistry : applications to petroleum geology. *Blackwell*, pp. 20-25.

Fagerstrom J.A., 1987 – The evolution of reef communities. *New York, J. Wiley*, 600 pp.

Fenchel T. and Finlay B.L., 1995 – Ecology and evolution in anoxic worlds. *Oxford Series in Ecology and Evolution, Oxford University Press*, 276 pp.

Fischer A.G., 1964 – The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *Bull. Kansas geol. Survey*, 169, 107-149.

Flügel E., 2004 – Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. *Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag*, 976 pp.

Frank J.R., Carpenter A.B. and Oglesby T.W., 1982 – Cathodoluminescence and composition of calcite cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52/2, 631-638.

Garland J., 1997 – Middle to Upper Devonian (Givetian and Frasnian) shallow-water carbonates of Western Europe. Facies and cyclicity. *Unpubl. PhD thesis, University of Durham*, 282 pp.

Havard L. and Oldershaw A.E., 1976 – Early diagenesis in rock back-reef sedimentary cycles, Snipe Lake Reef Complex, Alberta. *Bull. Can. Petroleum Geol.*, 24, 27-69.

House M.R. and Gale A.S., 1995 – Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy. *Geological Society, Special publication No. 85*, 210 pp.

Jorgensen B.B. and Nelson D.C., 2004 – Sulfide oxidation in marine sediments : geochemistry meets microbiology. *Geol. Soc. of America, Spec. Paper*, 379, 63-81.

Kasimi R., 1993 – Sédimentologie et cyclostratigraphie des couches de transition Eifélien-Givétien au bord sud du Bassin de Dinant (Belgique, France). *Thèse de doctorat, Université Libre de Bruxelles, inédit*, 272 pp.

Kasimi R. et Préat A., 1996 – Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givétiennes franco-belges. Deuxième partie : Cyclostratigraphie et paléostraturation. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 20/1, 61-90.

Kasten S. and Jorgensen B., 2000 – Sulfate reduction in marine sediments. In Schulz H.D., Zabel M., (Eds.) – Marine Geochemistry. *Springer Verlag*, pp. 263-281.

Krekeler D., Testke A. and Cypionka H., 1998 – Strategies of sulfate-reducing bacteria to escape oxygen stress in a cyanobacterial mat. *FEMS Microbiol. Ecology*, 25, 89-96.

Machel H.G., 2000 – Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. – Cathodoluminescence in Geosciences. *Springer-Verlag*, pp.271-301.

Machel H.G., 2005 – Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon rocks. *Geoscience Canada*, 32/3, 103-128.

Mamet B., 1991 – Carboniferous Calcareous Algae. In Calcareous Algae and Stromatolites, Riding R. (Ed.), *Springer-Verlag*, pp. 370-451.

Mamet B. et Préat A., 2005 – Microfaciès d'une lentille biohermale à la limite Eifélien/Givétien (Wellin, bord sud du synclinorium de Dinant). *Geologica Belgica*, 8/3, 85-111.

Mamet B. et Préat A., soumis – Microfossiles dévoniens du 'Fondry des Chiens' (bord sud du Synclinorium de Dinant, Belgique). *Revue de Micropaléontologie*, soumis.

Medlin W.L., 1959 – Thermoluminescent properties of calcite. *Jour. Chem. Physics*, 30, 451-458.

- Medlin W.L., 1961 – Thermoluminescence in dolomite. *Jour. Chem. Physics*, 34, 672-677.
- Meyers W. J., 1980 – Compaction in Mississippian skeletal limestones, southwestern New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 50/2, 457-474.
- Mu X., 1991 – Fossil Udoteaceae and Gymnocodiaceae. In *Calcareous Algae and Stromatolites*, Riding R. (Ed.), Springer-Verlag, pp. 146-166.
- Munn C.B., 2004 – Marine microbiology, ecology and applications. *Bios Scientific Publ., London and New York*, 282 pp.
- Pari N., Peyrot-Clausade M. and Hutchings P.A., 2002 – Bioerosion of experimental substrates on high islands and atoll lagoons (French Polynesia) during 5 years of exposure. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 276, 109-127.
- Pel J., 1973 – Etude sédimentologique et stratigraphique du Givétien du Synclinorium de Dinant, de Givet à Liège. *Thèse de doctorat, Université de Liège, inédit*.
- Perry C.T. and MacDonald A., 2002 – Impacts of light penetration on the bathymetry of reef microboring communities. Implications for the development of microendolithic trace assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, 101-113.
- Préat A., Ceuleneer G. et Boulvain F., 1987 – Etude sédimentologique des calcaires du Givétien inférieur d'Olloy-sur-Viroin (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord, CVI*, 251-265.
- Préat A., 1989 – Sedimentology, facies and depositional environment of the Hanonet (upper Eifelian) and Trois-Fontaines (lower Givetian) Formations in Couvin area (Dinant Basin, Belgium). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 98/2, 149-154.
- Préat A. et Mamet B., 1989 – Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod Elf Aquitaine*, 13/1, 47-86.

Préat A. & Tourneur F., 1991 – Formations d'Hanonet, de Trois-Fontaines, des Terres d'Haus et du Mont d'Haus. In : P. Bultynck, M. Coen-Aubert, L. Dejonghe, J. Godefroid, L. Hance, D. Lacroix, A. Préat, P. Stainier, Ph. Steemans, M. Streel & F. Tourneur : Les Formations du Dévonien Moyen de la Belgique. *Commission Nationale de Stratigraphie du Dévonien, Ministère des Affaires Economiques, Administration des Mines. Mémoire pour l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30, pp. 45-59.

Préat A. et Kasimi R., 1995 – Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givétiennes franco-belges. Première partie : microfaciès et modèle sédimentaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 19/2, 329-375.

Préat A., 2004 – Le Paléozoïque franco-belge : un exemple de la difficulté de l'estimation temporelle des cycles et séries. In : Préat et al. (Eds.), Ecole d'Eté : Carbonates récifaux et de plate-forme, 28 juin-8 juillet, *Grenoble, Assoc. Sédim. France*, 45, 1-23.

Préat A., 2006 – Le Givétien franco-belge : moteur de la sédimentation eustatisme vs subsidence ? *Géologie de la France, Edition BRGM*, 1-2, 45-51.

Préat A. and Bultynck P. (D. Brice, coll.), 2006 – Givetian. In : Dejonghe L. (Ed.), Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas. *Geologica Belgica, Brussels*, 9/1-2, 9-18.

Préat A., Blockmans S., Capette L., Dumoulin V. et Mamet B., 2006 – Microfaciès d'une lentille biohermale à la limite Eifélien/Givétien ('Fondry des Chiens', Nismes, bord sud du Synclinerium de Dinant). *Geologica Belgica*, sous presse.

Reading H.G., 1986 – Sedimentary Environments and Facies. *Oxford, Blackwell Scientific Publications (2nd edition)*, 615 pp.

Riding R. (Ed.), 1990 – Calcareous Algae and Stromatolites. *Springer Verlag, Berlin*, 571 pp.

Riding R., 2002 – Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds : concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58, 163-231.

Robinson B.H., 1995 – Light in Ocean's Midwaters. *Scientific American*, 273/1, 60-65.

Roux A., 1991 – Ordovician to Devonian Calcareous Algae. In *Calcareous Algae and Stromatolites*, Riding R. (Ed.), Springer-Verlag, pp. 349-369.

Scholle P.A., Bebout D.G. and Moore C.H., 1983 – Carbonate Depositional Environments. *The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma*, 708 pp.

Segar D.A., 1998 – Introduction to Ocean Sciences. *Wadsworth Publ. Company*, 497 pp.

Sommer S.E., 1972 – Cathodoluminescence of carbonates, 1. Characterization of cathodoluminescence from carbonates solid solutions. *Chemical Geology*, 9, 257-273.

Spencer T. and Viles H., 2002 – Bioconstruction, bioerosion and disturbance on tropical coasts : coral reef and rocky limestone shores. *Geomorphology*, 48, 23-50.

Stainier R.Y., Ingraham J.L., Wheelis M.L. and Painter P.R., 1985 – General microbiology. *Mac Milan*, 5th ed., 689 pp.

Testke A., Ramsing N.B., Habicht K., Fukui M., Kuver J., Jorgensen B.B., Cohen Y., 1998 – Sulfate-reducing bacteria and their activities in cyanobacterial mats of Solar Lake (Sinai, Egypt). *Appl. Envir. Microbiol.*, 64/8, 2943-2951.

Tsien H.H., 1971 – The Middle and Upper Devonian Reef Complexes of Belgium. *Petroleum Geology of Taiwan*, 8, 119-173.

Tsien H.H., 1980 – Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 89, 71-102.

Tucker M.E. and Wright V.P., 1990 – Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*, 482 pp.

Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. and Perez-Cruz C., 1991 – The Stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology. An Overview. In : Einsele G., Ricken W. and Seilacher A. (Eds.) : Cycles and Events in Stratigraphy. *Springer Verlag, Berlin*, pp. 617-659.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Posamentier H.W. and Vail P.R., 1987 – Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part II : the key definitions of sequence stratigraphy. In : Atlas of Seismic Stratigraphy 1 (Ed. Bally A.W.). *American Association of Petroleum Geologists, Studies Geology, Tulsa*, 27, pp. 11-14.

Whitton B.A. and Potts M., 2000 – The Ecology of Cyanobacteria, their diversity in time and space. *Kluwer Acad. Publ.*, pp. 1-11.

Wilson J.L., 1975 – Carbonates Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, 471 pp.

Witkowski F.W., Blundel D.J., Gutteridge P., Horbury A.D., Oxtoby N.H. and Qing H., 2000 – Video cathodoluminescence microscopy of diagenetic cements and its applications. *Marine and petroleum geology*. 17, 1085-1093.

Wright V.P., 1986 – Facies sequences on a carbonate ramp : the carboniferous limestones of South Wales. *Sedimentology*, 33, 221-241.

Yamin A. M., 1995 – Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia: constraints from cathodoluminescence, geochemistry, and isotope studies. *Sedimentary Geology*, 99, 191-214.

Yanan S. and Buick R., 2004 – The antiquity of microbial sulfate reduction. *Earth-Science Reviews*, 64, 243-272.